

UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE

Přírodovědecká fakulta

Studijní program: Geografie

Studijní obor: Geografie a kartografie



Lukáš MAREK

CHARAKTERISTIKY KONVEKČNÍHO PROSTŘEDÍ A JEJICH POROVNÁNÍ

**CONVECTIVE ENVIRONMENT INDICIES AND THEIR
COMPARISON**

Bakalářská práce

Vedoucí závěrečné práce/Školitel: RNDr. Miloslav Müller, Ph.D.

Praha, 2011

Zadání bakalářské/diplomové práce

Název práce

Charakteristiky konvekčního prostředí a jejich porovnání

Cíle práce

Vytvořit přehled nejčastěji používaných indexů stability a dalších charakteristik konvekčního prostředí, a to včetně jejich variant; tyto charakteristiky klasifikovat a na konkrétních příkladech prokázat jejich podobnost, resp. odlišnost.

Použité pracovní metody, zájmové území, datové zdroje

Na základě literatury bude sestaven přehled charakteristik konvekčního prostředí. Jejich klasifikace bude navržena na základě veličin, z nichž jsou odvozovány. Z databáze University of Wyoming budou staženy aerologické sondáže z Prahy-Libuše pro vybrané termíny, vypočteny hodnoty studovaných charakteristik a porovnány.

Datum zadání: 15. 7. 2010

Jméno studenta: Lukáš Marek

Podpis studenta:.....

Jméno vedoucího práce: RNDr. Miloslav Müller, Ph.D.

Podpis vedoucího práce:

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci zpracoval samostatně a že jsem uvedl všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze dne 25. května 2011

.....

Lukáš MAREK

Poděkování

Děkuji panu RNDr. Miloslavu Müllerovi, Ph.D., vedoucímu této bakalářské práce, za odborné vedení, za vstřícný přístup a nepostradatelné rady, které mi poskytoval po dobu jejího vypracovávání.

Abstrakt

V této práci jsem vytvořil přehled indexů instability a dalších charakteristik konvekčního prostředí, které se nejčastěji vyskytují v odborné literatuře. Na základě veličin, z nichž jsou charakteristiky konvekčního prostředí odvozovány, jsem navrhnul jejich kategorizaci. Vzniklo tak celkem pět skupin indexů instability: (i) indexy rozdílů izobarických hladin, (ii) indexy stoupající vzduchové částice, (iii) indexy potenciálních teplot, (iv) indexy energetického potenciálu konvekce a (v) indexy započítávající střih větru. K těmto pěti kategoriím byla přiřazena šestá kategorie zahrnující další termodynamické charakteristiky. V poslední části práce jsem použil data a hodnoty indexů instability z databáze aerologických sondáží University of Wyoming pro jeden bouřkový den v Praze a indexy instability jsem vzájemně porovnal. V předpovědi této bouře a její intenzity byly nejúspěšnější indexy potenciálních teplot, s výjimkou Rackliffova indexu. Index bulk Richardsonovo číslo, ze skupiny indexů započítávajících střih větru, dokonce správně předpověděl bouři supercelární. Práce by mohla být použita jako základ k dalšímu zpracování, v němž by, na základě vybraných indexů instability, mohla být vytvořena klimatologie stabilitních podmínek pro Českou republiku.

Klíčová slova: index instability, konvekce, konvekční bouře

Abstract

In this work I created the overview of instability indices and other characteristics of convective environment which can be found in the literature. On the basis of variables, which the instability indices are calculated from, I suggested their categorization. It was created five groups of instability indices: (i) indices of isobaric levels differences, (ii) indices of rising air parcel, (iii) indices of potential temperatures, (iv) indices of the energy potential of convection and (v) indices of wind shear. In addition to these five categories it was created the sixth category consists of other thermodynamic characteristics. In the last chapter I used the upper air soundings data and values of instability indices of the University of Wyoming for one storm in Prague and I compared instability indices to each other. The group of the indices of potential temperatures was the most successful in the storm forecast, except the Rackliff index. The bulk Richardson number from the group of indices of wind shear forecasted a supercell storm correctly. The work could be used for creation of instability climatology of the Czech Republic on the basis of the selected instability indices.

Keywords: instability index, convection, convective storm

OBSAH

Přehled použitých zkratk	8
Seznam obrázků	9
Seznam tabulek	10
1 Úvod	11
1.1 Cíle práce	12
1.2 Metody práce	12
2 Konvekce v atmosféře	13
2.1 Konvekce termická a vynucená	13
2.2 Oblačná a bezoblačná konvekce	14
2.3 Mělká a pronikavá konvekce	16
2.4 Turbulentní projevy konvekčních pohybů.....	16
3 Teplotní zvrstvení atmosféry	17
3.1 Stablní teplotní zvrstvení atmosféry.....	18
3.2 Instablní teplotní zvrstvení atmosféry	18
3.2.1 <i>Podmíněně instablní teplotní zvrstvení</i>	19
3.2.2 <i>Absolutně instablní teplotní zvrstvení</i>	19
3.3 Indiferentní teplotní zvrstvení atmosféry	20
3.4 Skutečné teplotní zvrstvení atmosféry	20
4 Charakteristiky konvekčního prostředí	22
4.1 Kategorizace charakteristik konvekčního prostředí.....	23
4.2 Indexy rozdílů izobarických hladin.....	24
4.2.1 <i>Vertical totals index</i>	24
4.2.2 <i>Cross totals index</i>	25
4.2.3 <i>Total totals index</i>	25
4.2.4 <i>K-index</i>	26
4.2.5 <i>Faustův index</i>	27
4.3 Indexy stoupající vzduchové částice	28
4.3.1 <i>Showalterův index</i>	28
4.3.2 <i>Lifted index</i>	30
4.4 Indexy potenciálních teplot.....	31
4.4.1 <i>Reapův convective instability index</i>	32
4.4.2 <i>Barberův convective instability index</i>	33

4.4.3	<i>Rackliffův index</i>	33
4.4.4	<i>Jeffersonův index</i>	34
4.4.5	<i>Potential wet-bulb index</i>	34
4.4.6	<i>Adedokunův index</i>	35
4.5	Indexy energetického potenciálu konvekce.....	35
4.5.1	<i>Total energy index</i>	36
4.5.2	<i>Konvekční dostupná potenciální energie</i>	36
4.5.3	<i>Index CIN</i>	38
4.6	Indexy započítávající střih větru.....	39
4.6.1	<i>Severe weather threat index</i>	39
4.6.2	<i>Bulk Richardsonovo číslo</i>	40
4.7	Další termodynamické charakteristiky	41
4.7.1	<i>Konvekční kondenzační hladina</i>	41
4.7.2	<i>Teplota konvekce</i>	42
4.7.3	<i>Výstupná kondenzační hladina</i>	42
4.7.4	<i>Hladina volné konvekce a hladina nulového vztlaku</i>	43
5	Porovnání charakteristik konvekčního prostředí	45
5.1	Bouře v Praze dne 15. srpna 2010.....	45
5.2	Charakteristiky konvekčního prostředí a bouře v Praze.....	49
5.2.1	<i>Indexy rozdílů izobarických hladin</i>	51
5.2.2	<i>Indexy stoupající vzduchové částice</i>	54
5.2.3	<i>Indexy potenciálních teplot</i>	55
5.2.4	<i>Indexy energetického potenciálu konvekce</i>	57
5.2.5	<i>Indexy započítávající střih větru</i>	59
5.2.6	<i>Další termodynamické charakteristiky</i>	61
	Diskuse a shrnutí výsledků	62
	Závěr	65
	Seznam literatury a zdrojů	66

PŘEHLED POUŽITÝCH ZKRATEK

ADED1	Adedokunův index (varianta 1)
ADED2	Adedokunův index (varianta 2)
BRN	bulk Richardsonovo číslo
CAPE	Convective Available Potential Energy
CIIB	Barberův convective instability index
CIIR	Reapův convective instability index
CIN	Convective Inhibition
CT	Cross totals index
ČHMÚ	Český hydrometeorologický ústav
ESTOFEX	European storm forecast experiment
F	Faustův index
HNV	Hladina nulového vztlaku
HVK	Hladina volné konvekce
JEFF	Jeffersonův index
K	K-index
KKH	Konvekční kondenzační hladina
KMOD	Modifikovaný K-index
LIFT	Lifted index
PWBI	Potential wet-bulb index
RACK	Rackliffův index
SHI	Showalterův index
SHICP	Modifikovaný Showalterův index podle Curtise a Panofskyho
SHIHH	Modifikovaný Showalterův index podle Hovance a Horna
SREH	Storm relative helicity
SWEAT	Severe weather threat index
TEI	Total energy index
Tkonv	Teplota konvekce
TT	Total totals index
TTMOD	Modifikovaný total totals index
UTC	Coordinated Universal Time
VKH	Výstupná kondenzační hladina
VT	Vertical totals index

SEZNAM OBRÁZKŮ

Obr. 1	Schematické znázornění typů teplotního zvrstvení atmosféry	18
Obr. 2	Určení adiabatické ekvivalentní potenciální teploty a adiabatické vlhké potenciální teploty	32
Obr. 3	Znázornění výstupné kondenzační hladiny, konvekční kondenzační hladiny, hladiny volné konvekce a hladiny nulového vztlaku.....	38
Obr. 4	Předpověď bouří pro Evropu na období 15. srpna 2010 06:00 UTC až 16. srpna 2010 06:00 UTC.....	46
Obr. 5	Radarový snímek České republiky 15. srpna 2010 17:05 UTC.....	47
Obr. 6	Radarový snímek přechodu supercelární bouře přes Prahu dne 15. srpna 2010 v čase 19:05 UTC	48
Obr. 7	Aerologický diagram ze stanice Praha – Libuš naměřený dne 15. srpna 2010 v čase 12:00 UTC	50
Obr. 8	Aerologický diagram ze stanice Praha – Libuš naměřený dne 16. srpna 2010 v čase 00:00 UTC	51
Obr. 9	Indexy rozdílů izobarických hladin a indexy stoupající vzduchové částice	54
Obr. 10	Indexy potenciálních teplot.....	56
Obr. 11	Indexy energetického potenciálu konvekce	58
Obr. 12	Indexy započítávající střih větru	60

SEZNAM TABULEK

Tabulka 1 Nahlášené pojistné události a nahlášené škody způsobené krupobitím při bouři 15. srpna 2010.....	49
--	----

1 ÚVOD

V této bakalářské práci jsem se zaměřil na vypracování přehledu a porovnání charakteristik konvekčního prostředí, které se nejčastěji vyskytují v odborné literatuře. Charakteristiky konvekčního prostředí se často označují jako indexy (in)stability¹ a byly vytvořeny různými autory za účelem předpovědi konvekčních srážek a bouřek. Těmto meteorologickým jevům se v souvislosti s konvekcí věnuje značná pozornost, protože pokud dosáhnou velké intenzity, mohou na Zemi působit velké škody. Ovšem i předpověď slabší konvekce s výskytem nesrážkové kupovité oblačnosti (viz část 2.2) je zajímavá především pro piloty bezmotorových letadel a závěsných a padákových kluzáků, pro které jsou stoupavé proudy hnacími motory k jejich letu. Také má osobní motivace věnovat se v této práci konvekčním pohybům pramení ze zkušenosti s létáním na padákových kluzácích.

Podle Meteorologického slovníku (Sobíšek et al., 1993) je index instability číselně vyjádřená míra stability vertikálního teplotního zvrstvení ovzduší (viz kapitolu 3). Ve většině případů jsou indexy instability vhodnými kombinacemi hodnot teploty a vlhkosti, které charakterizují stabilitu atmosféry jednou hodnotou (Řezáčová et al., 2007). Komplexnější indexy mohou také zjednodušeně započítávat vertikální stříh větru, ale byly vyvinuty i metody posuzující konvekční prostředí pomocí vertikálně integrovaných veličin (Zacharov a Řezáčová, 2005).

Práce je členěna do pěti kapitol. První kapitola obsahuje úvod k celé práci, jsou v ní vymezeny metody a cíle práce. Kapitola dvě se věnuje konvekci v atmosféře. Jsou zde popsány principy vzniku konvekčních pohybů a druhy konvekce. V třetí kapitole je objasněna problematika různého teplotního zvrstvení atmosféry. Kapitola čtyři uvádí přehled a kategorizaci indexů instability. V páté kapitole jsou porovnány indexy instability na základě jejich hodnot pro jednu bouřkovou událost.

¹ Meteorologický slovník (Sobíšek, 1993) připouští označení jak index stability, tak index instability. Také v české i zahraniční literatuře se vyskytují obě varianty názvů indexů, i když novější práce jako např. (Řezáčová et al, 2007) nebo (Manzato, 2003) používají název index instability. Také v této práci budu používat označení indexy instability, protože se jedná o charakteristiky, které jsou určeny k indikaci instability atmosféry. Vedle těchto dvou variant se v literatuře vyskytuje také označení „bouřkové“ indexy (z angl. thunderstorm indices), např. (Huntrieser et al, 1997).

1.1 Cíle práce

Cílem této práce je vytvořit přehled charakteristik konvekčního prostředí, se kterými se lze setkat v odborné literatuře. Jsou to především indexy instability v jejich původní podobě tak, jak byly navrženy svým autorem. Dále vytvoření kategorií podle veličin, z nichž jsou indexy odvozovány, a zařazení indexů do těchto kategorií. Přehled a kategorizace indexů instability by měly usnadnit orientaci v tomto obsáhlém tématu. Posledním cílem je porovnání indexů na základě jejich hodnot pro konkrétní bouřkovou událost.

1.2 Metody práce

Na základě odborné literatury jsem sestavil přehled charakteristik konvekčního prostředí. Tyto charakteristiky jsem zařadil do jednotlivých kategorií na základě veličin, z nichž jsou odvozovány. Názvy jednotlivých kategorií byly navrženy tak, aby co nejlépe vystihovaly danou skupinu charakteristik konvekčního prostředí.

Z internetové databáze aerologických sondáží University of Wyoming (www.weather.uwyo.edu) jsem použil data a hodnoty indexů z meteorologické stanice Praha – Libuš pro bouřkovou událost, která nastala ve dnech 15. až 16. srpna 2010. Na příkladu této bouře jsem porovnal indexy mezi sebou a popsal, v čem spočívá jejich podobnost, resp. odlišnost.

2 KONVEKCE V ATMOSFÉŘE

Ve fyzice se konvekcí obecně rozumí proudění uvnitř určitého objemu kapaliny. V meteorologii se používá termínu konvekce pro výstupné a kompenzující sestupné pohyby vzduchu v atmosféře (Sobíšek et al., 1993). Konvekční pohyby mohou být nespojité a vyskytovat se ve formě vzduchových „bublin“ nebo nabývají tvaru spojitých vertikálních vzdušných proudů. Rychlost těchto proudů se pohybuje od několika decimetrů po metry až desítky metrů za sekundu. V extrémních případech silných konvekčních bouří mohou výstupy nabývat rychlosti až $40 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Někteří autoři považují za konvekční i pohyby o rychlostech řádově $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$, které vznikají z dynamických příčin v tlakových útvech, nebo při výstupech vzduchu na frontálních plochách (Sobíšek et al., 1993).

K popisu a zjednodušení složitých konvekčních procesů se používána tzv. metoda částice. Jako vzduchová částice se označuje makroskopický objem vzduchu, který při svém pohybu nevyvolává kompenzační pohyby okolního vzduchu (Řezáčová et al., 2007). Metoda částice byla využita k odvozování jednotlivých indexů instability. Indexy také uvažují pouze vertikální složku pohybu vzduchové částice a zanedbávají složku horizontální. Vedle metody částice existuje metoda vrstvy, která posuzuje potenciální instabilitu dané vrstvy.

Z hlediska mechanismu vzniku výstupných pohybů se rozlišují dva základní typy konvekce, a to konvekce termická a konvekce vynucená.

2.1 Konvekce termická a vynucená

Termická konvekce je způsobena archimedovskými vztakovými silami, které vznikají následkem horizontálních tepelných nehomogenit v atmosféře (Sobíšek et al., 1993). Spouštěcím mechanismem konvekce je ohřátí vzduchové částice proti okolnímu vzduchu. Díky schopnosti zemského povrchu pohlcovat sluneční záření se tento povrch ohřívá a spolu s ním se ohřívá i vzduch k němu přiléhající. Teplejší vzduchová částice má zároveň nižší hustotu a je lehčí než vzduch okolní. Po překonání vazkých sil, které drží částici u zemského povrchu, začne částice samovolně stoupat, protože na ni bude působit kladný vztlak.

Na vzniku horizontálních teplotních rozdílů se podílí celá řada faktorů. Je to například rozmanitost krajinného pokryvu, protože každý typ povrchu odráží a pohlcuje sluneční záření s jinou intenzitou. Na vznik výstupných proudů působí negativně

vysoká vlhkost půdy, jelikož sluneční záření se nejprve spotřebovává na vysušení půdy a až poté na její ohřátí. Negativní je také příliš velké zastínění Země oblaky, protože zabraňuje přímému slunečnímu záření, aby prohřívalo zemský povrch. Na druhou stranu, mírné zastínění napomáhá k zvýšení teplotních rozdílů mezi zastíněnými a osluněnými částmi povrchu (Dvořák, 2004). Nejdůležitějším faktorem, respektive základní podmínkou pro vznik termické konvekce, je vhodné teplotní zvrstvení atmosféry (viz kapitolu 3).

Druhým základním typem konvekce je konvekce vynucená. Ta se na zemském povrchu vytváří při přetékání různých orografických překážek. Může také vznikat, proudí-li vzduch nad povrchem s prostorově proměnnou drsností nebo při výkluzných pohybech vzduchu na frontálních plochách (Sobíšek et al., 1993).

Také vynucená konvekce je způsobena archimedovskými vztlačovými silami, ale spouštěcím mechanismem je v tomto případě nějaká vnější síla, která nutí vzduch vertikálně stoupat. Touto vnější silou je například vítr, který proudí přes horské hřebeny. Proto se vynucená konvekce uplatňuje především ve vysokých pohořích a také pokud je ovzduší ve stavu podmíněné instability (viz část 3.2.1). Vynucená konvekce často dává v horách vzniknout vertikálně mohutným kupovitým oblakům (viz část 2.2) a silným bouřím. Například na východě italských Alp dochází k silné vynucené konvekci, pokud je zvedán vlhký vzduch z Jaderského moře právě přes alpské hřebeny (Manzato, 2003).

2.2 Oblačná a bezoblačná konvekce

Vystupující vzduch se vlivem poklesu atmosférického tlaku s výškou rozpíná a ochlazuje. Vlivem tohoto ochlazování roste relativní vlhkost ve stoupajícím objemu vzduchu. V případě, že relativní vlhkost této vzduchové částice dosáhne hodnoty 100 %, dojde k nasycení vodní párou, ke kondenzaci vody a ke vzniku oblaku. Pak se jedná o tzv. vlhkou či oblačnou konvekci. Vznik oblaků druhu Cumulus, Cumulonimbus, Stratocumulus, Altocumulus a Cirrocumulus je vždy spojen s konvekčními výstupy vzduchu. Pokud ale vzduch při svém výstupu nedosáhne nasycení vodní párou, vyskytují se výstupné pohyby ve formě bezoblačné (suché) konvekce (Řezáčová et al., 2007).

Jak již bylo řečeno, vlivem konvekčních výstupných proudů se mohou za vhodných podmínek vytvářet konvekční oblaky. Vhodné podmínky pro vznik těchto oblaků nastávají, pokud teplotní zvrstvení atmosféry (viz kapitolu 3) podporuje výstupné

pohyby a pokud je vzduch proudící vzhůru dostatečně teplý a vlhký, aby zajistil přísun vody potřebné pro vývoj oblaku (Řezáčová et al., 2007). Při aktivní konvekci se tak vytváří především kupovité oblaky druhu Cumulus, jejichž vývoj může vést až ke vzniku bouřkového oblaku Cumulonimbus.

Cumulus je osamocený oblak s ostře ohraničenými obrysy, který se vyvíjí směrem vzhůru v podobě kup, kupolí nebo věží podobajících se kvěťákům. Části oblaku ozářené Sluncem bývají nejčastěji zářivě bílé, zatímco základna oblaku bývá poměrně tmavá a téměř vodorovná (Světová meteorologická organizace, 1965). Rychlosti výstupných proudů pod oblakem a v oblaku dosahují hodnot až $8 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (Dvořák, 2004). Z tohoto důvodu jsou kumuly užitečné pro piloty bezmotorových letadel, rogal a padákových kluzáků. Výstupné proudy, které utváří tyto oblaky, jsou většinou dostatečně silné, aby v nich piloti získali potřebnou výšku, ale zároveň nejsou silné natolik, aby byl let ohrožen silnými turbulencemi.

Podle vertikálního vývoje oblaku se rozlišují tři tvary kumulů. Ploché oblaky, u kterých rozměry základny výrazně převyšují výšku oblaku, se nazývají Cumulus humilis. Středně vyvinuté kumuly, jejichž horizontální a vertikální rozměry jsou srovnatelné, se označují jako Cumulus mediocris. Posledním vývojovým stádiem je Cumulus congestus, věžovitý oblak, jehož vertikální rozměr je mnohem výraznější než horizontální. Kumuly jsou většinou nesrážkové oblaky, ale z tvarů mediocris a congestus mohou vypadávat srážky, které však zasahují malé území a trvají krátce (Dvořák, 2004). Cumulus congestus se může při dalším vertikálním růstu vyvinout až v bouřkový Cumulonimbus.

Cumulonimbus je vertikálně velmi mohutný oblak, který nabývá tvaru obrovských věží. Alespoň část jeho vrcholu je obvykle hladká, vláknitá nebo žebrovitá, téměř vždy zploštělá a rozšiřuje se do podoby kovadliny. Pod základnou oblaku, obvykle velmi tmavou, se často vyskytují nízké roztrhané oblaky, které s ním mohou, ale nemusejí souviset (Světová meteorologická organizace, 1965). Cumulonimbus s sebou přináší nebezpečné meteorologické jevy a sám o sobě je nebezpečným jevem například v letectví. Výstupné a sestupné proudy pod oblakem i v něm zpravidla dosahují hodnot několika desítek metrů za sekundu. Jsou tak zdrojem velkých turbulencí, které jsou nebezpečné i pro velká dopravní letadla. Sestupné proudy působí u zemského povrchu jako silný nárazovitý vítr (Dvořák, 2004). Cumulonimbus je dále zdrojem prudkých příchvalových dešťů, mohou z něj také vypadávat kroupy a vytváří se v něm elektrické

výboje v podobě blesků. Tento druh oblaku je tedy zvláště nebezpečný a může způsobovat velké materiální škody na Zemi.

Další druhy oblaků, které mají v názvu slovo cumulus, jsou spíše průvodní oblačností konvekce a tvoří přechod k jiným oblačným druhům. Například, při vysoké vlhkosti ve středních vrstvách troposféry jsou kumuly rozměrnější v horizontálním než ve vertikálním směru. Takto rozměrná oblaka se spojují do vrstvy a vzniká tak Stratocumulus (Dvořák, 2004).

2.3 Mělká a pronikavá konvekce

V rámci oblačné konvekce lze rozlišovat mělkou konvekci, jejíž vertikální rozsah je malý, a hlubokou či pronikavou konvekci, která proniká do vyšších výšek. Vertikální mocnost mělké konvekce zpravidla nepřesahuje hodnoty kolem 3 km (Glickman, 2000 in Řezáčová et al., 2007) a jsou pro ni charakteristické nesrážkové oblaky Cumulus humilis a Cumulus mediocris. Při pronikavé konvekci dochází k vývoji vertikálně mohutných srážkových oblaků druhu Cumulonimbus, jejichž vrcholy mohou proniknout tropopauzou až do spodní stratosféry (Řezáčová et al., 2007).

2.4 Turbulentní projevy konvekčních pohybů

Konvekce je zpravidla doprovázena turbulencí. V případě termické konvekce se jedná o turbulenci termickou, která vzniká na rozhraních výstupného proudu a jeho okolí nebo na rozhraní výstupného a sestupného proudu. Při vynucené konvekci se vyskytuje mechanická turbulence v závětrí překážek, přes které vzduchová hmota proudí (Dvořák, 2004). Výstupné a sestupné pohyby společně s turbulencí přispívají k vertikální cirkulaci vzduchu. Tak je vlhký teplý vzduch vynášen z přízemní hladiny směrem vzhůru a k zemskému povrchu se naopak dostává chladný vzduch (Řezáčová et al., 2007).

Jak již bylo řečeno, na vývoj konvekce působí zároveň několik různých faktorů. Je to například intenzita slunečního záření, různorodost krajinného pokryvu, vlhkost půdy nebo rychlost větru. Nejdůležitější je však teplotní a vlhkostní zvrstvení atmosféry. Průběh teploty vzduchu s výškou určuje, zda se vůbec budou tvořit stoupavé proudy. Spojení s vlhkostí je potom rozhodující pro tvorbu konvekčních oblaků, případně konvekčních srážek a bouří.

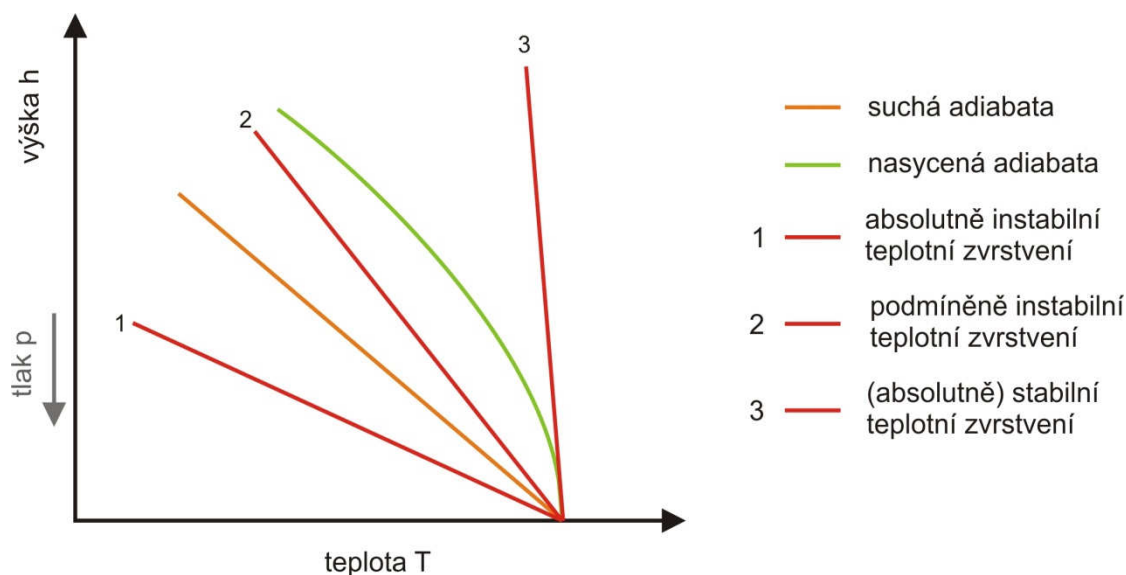
3 TEPLOTNÍ ZVRSTVENÍ ATMOSFÉRY

Zásadním faktorem pro vznik a rozvoj konvekce je vhodné teplotní zvrstvení atmosféry. Tak se označuje vertikální průběh teploty vzduchu s výškou. Teplotní podmínky, především v nízkých a středních hladinách troposféry, mohou konvekci výrazně podporovat za vzniku vertikálně mohutných kupovitých oblaků. V opačném případě mohou tyto podmínky zcela zamezovat jakémukoliv „pokusu“ vzduchu o samovolný výstup.

Pro popis a zjednodušení konvekčních procesů jsou v atmosféře uvažovány adiabatické procesy. Při adiabatickém ději si vzduchová částice nevyměňuje teplo s okolním vzduchem. To znamená, že důvodem ochlazování vystupující částice je její rozpínání, při němž koná práci, na kterou spotřebovává svoji tepelnou energii. Výstupem se tedy vzduchová částice rozpíná, a tím se ochlazuje (Plos et al., 2010).

Rychlost poklesu teploty vzduchové částice s výškou je závislá na jejím nasycení vodní párou. Suchý i vlhký, tedy nenasycený vzduch se s přibývajícím výškou ochlazuje průměrně o 1 °C/100 m. Pokud bude vzduch úplně nasycený vodní párou, k čemuž dochází uvnitř oblaku, bude se ochlazovat pomaleji než vzduch nenasycený. Pokles teploty nasyceného vzduchu s výškou je v řádu desetin °C na 100 m výšky v závislosti na množství vodní páry, která je v tomto vzduchu obsažena. Při sestupu se budou uvedené vzduchové hmoty o tyto hodnoty naopak oteplovat. Pomalejší ochlazování nasyceného vzduchu je dáno tím, že při kondenzaci vodní páry do vodních kapiček se uvolňuje latentní teplo, které přispívá ke zmenšení ochlazování (Dvořák, 2004).

Vzduch v troposféře se s přibývajícím výškou v průměru ochlazuje o 0,6 °C/100 m. Aktuální teplotní zvrstvení troposféry nebo její části však může mít zcela odlišné hodnoty. Podle toho, jakých hodnot nabývá aktuální nebo bude nabývat předpovídaný teplotní gradient vzduchu, lze rozlišovat několik typů teplotního zvrstvení atmosféry. Třemi základními typy jsou zvrstvení stabilní, instabilní (labilní) a indiferentní (obr. 1). Z existence daného teplotního zvrstvení lze dále odhadovat, zda bude mít atmosféra potenciál pro rozvoj konvekce, konvekčních oblaků, případně srážek a bouřek.



Obr. 1 Schematické znázornění typů teplotního zvrstvení atmosféry. Upraveno podle (Pechala a Bednář, 1991).

3.1 Stabilní teplotní zvrstvení atmosféry

Pokud je pokles teploty s výškou pomalejší než je aktuální nasyceněadiabatický gradient, nebo se teplota s výškou dokonce zvyšuje, pak je teplotní zvrstvení (absolutně) stabilní (obr. 1). Tento stav nepodporuje výstup nenasyceného ani nasyceného vzduchu. Teplota vzduchové částice, která byla nějakým vnějším mechanismem přinucena stoupat, bude klesat rychleji než teplota okolí a částice bude chladnější a těžší než okolní vzduch v odpovídající výškové hladině (Řezáčová et al., 2007). Když přestane působit vnější zvedací mechanismus, částice se vrátí zpět do úrovně, ze které byla vychýlena. Ani při vynuceném výstupu vzduchu přes horské hřebeny nebude vzduch donucen stoupat výš nad hory a po překlenutí hřebene bude klesat nad závětrnou stranou hor do údolí (Dvořák, 2004).

3.2 Instabilní teplotní zvrstvení atmosféry

Opačný případ nastane, pokud bude aktuální teplotní gradient vyšší než je gradient nasyceněadiabatický, případně suchoadiabatický. Pak se bude teplotní zvrstvení atmosféry označovat jako instabilní. Rozlišují se dva typy instability podle vztahu k nasycenému a nenasycenému vzduchu, a to instabilita podmíněná a absolutní.

3.2.1 Podmíněně instabilní teplotní zvrstvení

Podmíněně instabilní teplotní zvrstvení nastává, pokud teplota prostředí klesá s výškou rychleji než teplota nasycené vzduchové částice, ale pomaleji než teplota vzduchu nenasyčeného (obr. 1). Vertikální teplotní gradient atmosféry bude tedy nižší než suchoadiabatický ($1\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$), ale vyšší než aktuální nasyceněadiabatický gradient. Takové teplotní zvrstvení je vůči nasycenému vzduchu instabilní, ale vůči nenasyčenému vzduchu stabilní. Vznik instability je tedy podmíněn přeměnou nenasyčeného vzduchu v nasycený (Dvořák, 2004). Nenasycená vzduchová částice se bude při nuceném výstupu (např. hnána větrem přes horskou překážku) ochlazovat o $1\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ a vůči svému okolí bude v každé hladině chladnější, hustší a těžší než její okolí. Přestane-li působit vnější vliv, který nutí částici stoupat, částice se bude vracet zpět do své iniciální hladiny.

Pokud bude nucený výstup pokračovat, částice se může ochladit natolik, že dojde ke kondenzaci vody a ke vzniku oblaku. Při přeměně vodní páry na kapičky vody se uvolní latentní teplo, které přispívá k oteplování vzduchové částice. Od tohoto okamžiku se bude nasycený vzduch ochlazovat pomaleji než vzduch okolní. Přinutí-li vnější mechanismus nasycenou vzduchovou částici vystoupat až do hladiny volné konvekce (viz část 4.7.4), bude tato částice teplejší a lehčí než její okolí a bude samovolně stoupat. Může tak dojít ke tvorbě vertikálně mohutných oblaků.

3.2.2 Absolutně instabilní teplotní zvrstvení

V případě absolutně instabilního teplotního zvrstvení je teplotní gradient vzduchu vyšší než suchoadiabatický (obr. 1). Teplota tedy musí klesat s výškou rychleji než $1\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$. Pak se i nenasycená vzduchová částice s rostoucí výškou ochlazuje pomaleji než okolní vzduch, částice tak získává kladný vztlak a může samovolně stoupat. Pokud dojde k nasycení stoupající částice a ke vzniku oblaku, je rozdíl mezi aktuálním a nasyceněadiabatickým gradientem ještě výraznější a uvnitř oblaku se tak může výstupný proud dokonce zrychlit (Dvořák, 2004).

Ke vzniku velkého vertikálního teplotního gradientu je zapotřebí, aby ve vyšších vrstvách troposféry, tj. nad mezní vrstvou, byl příliv relativně chladného vzduchu, kdežto při zemi, aby došlo k co největšímu prohřátí. Tyto podmínky nastávají nejčastěji na jaře a v létě, kdy převažují časté přechody studených front, ale zároveň je insolace dostatečně intenzivní na prohřívání zemského povrchu. Za studenou frontou se nad dané území dostane studená vzduchová hmota, která přinese ochlazení u země i ve výšce.

U zemského povrchu se však přes den teplota zvýší natolik, že toto ochlazení není tak moc patrné (Dvořák, 2004).

Instabilní teplotní zvrstvení ovzduší vyvolané insolačním ohříváním Země je v našich podmínkách nejběžnějším druhem instability (Sobíšek et al., 1993).

3.3 Indiferentní teplotní zvrstvení atmosféry

Přechodným stavem mezi stabilním a instabilním teplotním zvrstvením je zvrstvení indiferentní. V tomto případě je aktuální teplotní gradient atmosféry stejný jako suchoadiabatický, případně nasyceněadiabatický. Pokud teplota s výškou klesá o $1\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$, je teplotní zvrstvení indiferentní vůči nenasycenému vzduchu. Rovná-li se teplotní gradient aktuálnímu nasyceněadiabatickému gradientu, existuje indiferentní stav vůči vzduchu nasycenému. V obou případech platí, že se nenasycená, resp. nasycená vzduchová částice, bude při nuceném výstupu ochlazovat stejně rychle jako její okolí. Přestane-li působit vnější síla, částice nebude dále urychlována ve vertikálním směru. Vlivem setrvačnosti může ještě získat určitou výšku, ale postupně dojde k zastavení jejího vertikálního výstupu. Částice tak již nebude stoupat vzhůru, ale ani se nebude vracet do hladiny, ze které byla původně vyzdvižena.

Stav ovzduší, při kterém je pokles teploty rovný suchoadiabatickému nebo nasyceněadiabatickému gradientu, se však v přírodě téměř nevyskytuje.

3.4 Skutečné teplotní zvrstvení atmosféry

Při pohledu na aerologický diagram lze zjistit, že většinou neexistuje jeden „čistý“ typ teplotního zvrstvení v celé troposféře. V různých případech se mohou v celém vertikálním profilu střídat různé teplotní gradienty.

V případě nočních a ranních výstupů často nastává situace, kdy se při zemi vyskytuje inverzní vrstva, v níž teplota s výškou roste, ale nad ní se může vyskytovat již instabilní teplotní zvrstvení.

Nastává však i opačná situace, kdy už od zemského povrchu klesá teplota s výškou velmi rychle, ale výše se tento pokles zmírní, případně zastaví nebo se vyskytne výšková inverze. Bude se tak vyskytovat zádržná vrstva, která zapříčiní existenci bezoblačné konvekce, případně dovolí vznik pouze mělké konvekční oblačnosti.

V případě, že pokles teploty vzduchu bude rychlý v celém nebo alespoň ve velké části vertikálního profilu troposféry, lze očekávat vývoj vertikálně mohutných oblaků, vznik konvekčních přeháněk a bouřek.

Vzduch v různých výškových hladinách má také odlišné vlastnosti, různou teplotu i vlhkost. U takto odlišných vzduchových hmot bude rozdílný i jejich bod nasycení vodní párou, budou se lišit jejich kondenzační hladiny (viz části 4.7.1 a 4.7.3) i teploty konvekce (viz část 4.7.2). V různých hladinách se tak nachází vzduchové hmoty s různou mírou stability. Pro konvekci je tedy důležité nejen jak rychle klesá teplota vzduchu s výškou, ale také jaké vlastnosti má vzduch v celém vertikálním profilu. Také proto autoři indexů instability často počítali své charakteristiky pro vzduch v různých výškových či izobarických hladinách ve snaze o co nejlepší vyjádření konvekčního potenciálu atmosféry.

4 CHARAKTERISTIKY KONVEKČNÍHO PROSTŘEDÍ

Většina charakteristik konvekčního prostředí, nebo-li indexů instability, byla navržena v druhé polovině 20. století. První práce používající různé indexy instability sahají až do padesátých let. Avšak řada indexů odvozených v této době se používá při předpovědi konvekce i v současnosti (Zacharov a Řezáčová, 2005). Například Faustův index (viz část 4.2.5), který byl vytvořen v roce 1951, je dodnes používán Českým hydrometeorologickým ústavem pro předpověď konvekčních srážek a bouřek. Nejvíce indexů instability, které lze nalézt v literatuře, bylo vytvořeno americkými autory pro různé oblasti USA.

Hlavním cílem studií týkajících se indexů instability bylo především zlepšení předpovědi silných konvekčních srážek a bouřek, protože se jedná o nebezpečné jevy spojené s konvekcí. Snahou autorů tedy bylo vytvořit takový index, který co nejlépe odhadne potenciál ovzduší pro vývoj konvekční srážkové a bouřkové oblačnosti (viz část 2.2).

Většina těchto metod staví na předpokladu, že na rozvoj bouřek má vliv vrstva 850 až 500 hPa. Hladina 850 hPa odpovídá průměrné výšce základů konvekční oblačnosti a hladina 500 hPa je podle pozorování kritická pro vznik bouřek (Strachota, 1966). Proto řada indexů používá ke svému výpočtu hodnoty meteorologických prvků právě v těchto hladinách. Jiné indexy ale počítají s různými izobarickými hladinami podle účelu jejich použití. Například pro odbourání přízemní inverze na nočních a ranních aerologických výstupech je zapotřebí použít vyšší hladiny troposféry.

Hodnoty jednotlivých indexů lze vypočítat z matematických vzorců, které pro daný index vytvořil jeho autor. Do vzorců se dosazují hodnoty různých meteorologických prvků. Každý autor také, na základě konkrétních případů, stanovil prahové hodnoty svého indexu, pro které lze očekávat konvekční srážky, případně bouřky. Z hodnoty indexu lze tedy odhadovat pravděpodobnost výskytu jevů spojených s konvekcí (Řezáčová et al., 2007).

Indexy instability jsou mírami, které hodnotí vhodnost a potenciál konvekčního prostředí, ale nehodnotí spouštěcí mechanismy (Zacharov, 2004). Hodnota indexů tak může poukazovat na velký potenciál atmosféry k rozvoji konvekčních pohybů, ale pokud nedojde k prvotnímu impulsu, který by konvekci spustil, např. během dne nebude překročena teplota konvekce (viz část 4.7.2), nemusí se konvekční oblačnost vůbec vyskytnout.

Důležitým faktem je, že jednotlivé indexy byly vytvářeny pro různě definované konvekční jevy a různé klimatické oblasti (Řezáčová et al., 2007). Také prahové hodnoty indexů byly odvozovány pro konkrétní území. Proto pro použití daného indexu v jiném geografickém regionu je většinou zapotřebí upravit jeho prahové hodnoty a přizpůsobit je tak místním klimatickým podmínkám.

Také v současnosti vznikají další indexy instability, které odvozují autoři pro určitá území. Nový index je však většinou vhodnou kombinací již existujících indexů. Například Huntrieser et al. (1997) vytvořil nový index pro Švýcarsko. Tento index se označuje zkratkou SWISS (z anglického Stability and WInd Shear index for thunderstorms in Switzerland) a byl vytvořen spojením Showalterova indexu (SHI) (viz část 4.3.1), Severe weather threat indexu (SWEAT) (viz část 4.6.1) a Konvekční dostupné potenciální energie (CAPE) (viz část 4.5.2). Zacharov a Řezáčová (2005) však uvádějí, že výsledné zlepšení účinnosti dosažené kombinací indexů nemůže být podstatné, protože se jedná o kombinaci charakteristik, které jsou silně korelované.

4.1 Kategorizace charakteristik konvekčního prostředí

Existuje velké množství charakteristik konvekčního prostředí, nebo-li indexů instability. Jedním z cílů této práce je vytvořit přehled charakteristik konvekčního prostředí tak, aby byla usnadněna orientace v tomto tématu.

Jak již bylo řečeno, výpočet hodnot indexů instability se provádí pomocí matematického vzorce, který vytvořil pro každý index jeho autor. Do vzorců se pak dosazují hodnoty různých meteorologických proměnných, přičemž jednotlivé indexy se mezi sebou liší právě na základě veličin, z nichž jsou odvozovány. Proto byla navržena kategorizace indexů instability podle způsobu jejich výpočtu.

Nejjednodušší indexy počítají s teplotou vzduchu a teplotou rosného bodu v různých izobarických hladinách. Je tak například vypočten teplotní rozdíl mezi těmito hladinami, z čehož lze usuzovat na typ teplotního zvrstvení ovzduší (viz část 4.2).

Další indexy používají ke svému výpočtu teplotu částice, která se však určitým způsobem vertikálně pohybovala. Tato úvaha je teoretickým zjednodušením skutečného vertikálního pohybu vzduchové částice (viz část 4.3).

Někteří autoři chtěli ve svém indexu zahrnout také latentní teplo kondenzace, které se uvolňuje při vzniku oblaku. Proto k výpočtu svého vzorce použili adiabatickou ekvivalentní potenciální teplotu nebo adiabatickou vlhkou potenciální teplotu, což jsou konzervativní veličiny při adiabatických procesech (viz část 4.4).

Některé indexy zahrnují ve svém výpočtu energetický potenciál atmosféry, tedy energii, kterou je nutné dodat nebo překonat, aby došlo ke konvekčním pohybům. Tyto indexy mohou lépe odhadovat nejen výskyt konvekce, ale také její sílu (Huntrieser et al., 1997) (viz část 4.5).

Další charakteristikou, kterou řada autorů použila k výpočtu svého indexu, je vertikální střih větru, tedy rychlost a směr větru. Vertikální střih větru má vliv nejen na intenzitu bouře, ale také na její strukturu a vlastnosti (viz část 4.6).

4.2 Indexy rozdílů izobarických hladin

Nejstarší a nejjednodušší charakteristiky konvekčního prostředí využívají pro svůj výpočet teplotní a vlhkostní charakteristiky. Jedná se hlavně o teplotu vzduchu a teplotu rosného bodu v určitých (zpravidla standardních) izobarických hladinách (Zacharov, 2004). Hlavními výhodami těchto indexů je právě jejich jednoduchost, rychlost výpočtu, přehlednost a intuitivnost (Zacharov a Řezáčová, 2005).

4.2.1 *Vertical totals index*

Vertical totals index (VT) patří jistě mezi nejjednodušší indikátory konvekčního počasí, co se složitosti výpočtu týče. Jednoduchý vzorec má tvar

$$VT = T_{850} - T_{500}, \quad (1)$$

kde T_{850} a T_{500} jsou teploty v izobarických hladinách 850 respektive 500 hPa (Miller, 1967 in Peppler, 1988). Jedná se v podstatě o výpočet teplotního rozdílu mezi hladinami 850 hPa a 500 hPa. Čím vyšší je tento teplotní gradient (teplota klesá s výškou rychleji), tím vyšší je možnost vzniku konvekčních jevů, protože teplejší vzduchová částice se bude ochlazovat pomaleji než její okolí.

Prahové hodnoty se liší podle toho, pro jakou geografickou oblast je index počítán. Pro území USA byla stanovena krajní hodnota $VT \geq 26$ pro izolované nebo slabé bouřky (Miller, 1972). S rostoucí hodnotou indexu roste četnost a síla konvekčních jevů. Hodnoty $VT \geq 30$ pak mohou indikovat silné bouře a tornáda (Miller, 1972).

4.2.2 *Cross totals index*

Dalším velmi jednoduchým indexem je Cross totals index (CT). Jedná se v podstatě o obměnu předchozího indexu zahrnutím vlhkostní charakteristiky ve spodní troposféře. Je vyjádřen vztahem

$$CT = T_{d850} - T_{500}, \quad (2)$$

v němž T_{d850} označuje teplotu rosného bodu v 850 hPa a T_{500} je teplota v hladině 500 hPa (Miller, 1967 in Peppler, 1988). Také zde platí, že čím větší bude rozdíl mezi teplotou rosného bodu v 850 hPa a teplotou v 500 hPa, tím vyšší bude pravděpodobnost tvorby konvekce. Vysoká hodnota rosného bodu v nízké hladině znamená, že stoupající vlhký vzduch zkondenzuje v nízké hladině a při dalším výstupu může vytvořit oblaka s velkým vertikálním rozsahem.

Prahová hodnota pro výskyt bouřek je menší než u předchozího indexu, což je logické, protože teplota rosného bodu bude vždy nižší než pouhá teplota vzduchu v dané izobarické hladině. Jako mezní hranice pro výskyt slabých bouřek byla stanovena hodnota $CT \geq 18$ (Miller, 1972). Hodnoty indexu od třiceti výše předpovídají silné bouře až tornáda (Miller, 1972).

4.2.3 *Total totals index*

Total totals index (TT) je kombinací předchozích dvou indexů VT a CT daných vztahy (1) a (2). Má tedy tvar:

$$TT = CT + VT = (T_{d850} - T_{500}) + (T_{850} - T_{500}). \quad (3)$$

Všechny tyto tři ukazatele vytvořil R. C. Miller (1967 in Peppler, 1988) pro území Spojených států za účelem rychlých prvotních odhadů oblastí, ve kterých by se mohly vyskytovat potenciální bouřky. Indexy Total totals a Vertikal totals však mohou přeceňovat potenciál vývoje konvekčního počasí v důsledku velkého teplotního rozdílu, když je v nízké hladině malá vlhkost (malá hodnota CT) (Miller, 1972).

Hodnota Total totals indexu, při které se mohou vyskytovat slabé bouřky, je $TT = 44$, při hodnotách $TT \geq 60$ se mohou vyskytovat silné bouře a tornáda (Miller, 1972).

4.2.3.1 Modifikovaný Total totals index

Modifikace Total totals indexu (TTMOD) měla za cíl vylepšit původní Total totals index zastoupením teplotních a vlhkostních charakteristik v nižších hladinách (Charba, 1977 in Peppler a Lamb, 1989). Je definován vztahem

$$TTMOD = T' + T'_d - 2T_{500}, \quad (4)$$

v němž T' a T'_d jsou průměrné hodnoty teploty vzduchu a teploty rosného bodu pro vrstvu od povrchu Země do hladiny 850 hPa a T_{500} značí teplotu v 500 hPa. Byl vytvořen pro Americkou národní meteorologickou službu pro využití v post-procesingovém nástroji Model Output Statistics (MOS) (Lowry a Glahn, 1976 in Peppler, 1988). Prahové hodnoty pozměněného Total totals indexu by měly být vyšší než u původního indexu (Peppler, 1988).

4.2.4 K-index

Hojně používaným a v literatuře často uváděným ukazatelem je K-index (K), který vytvořil J. J. George v roce 1960 (in Manzato, 2003). Původně byl index určený pro aplikaci v USA. K výpočtu využívá hodnoty teplot prostředí a teplot rosného bodu v daných izobarických hladinách. Jeho hodnota se vypočítá ze vztahu

$$K = (T_{850} - T_{500}) + T_{d850} - (T_{700} - T_{d700}). \quad (5)$$

První člen rovnice ($T_{850} - T_{500}$) je rozdíl teplot v tlakových hladinách 850 (T_{850}) a 500 (T_{500}) hPa, T_{d850} označuje teplotu rosného bodu v hladině 850 hPa a posledním členem ($T_{700} - T_{d700}$) je deficit rosného bodu v hladině 700 hPa, který se vypočítá jako rozdíl mezi teplotou v hladině 700 hPa (T_{700}) a teplotou rosného bodu v téže hladině (T_{d700}) (Peppler, 1988). Čím větší je teplotní gradient mezi 850 hPa a 500 hPa, vyšší hodnota teploty rosného bodu v nízké hladině a nižší deficit rosného bodu ve střední hladině troposféry, tím vyšší je možnost vzniku konvekčních jevů. Pravděpodobnost výskytu konvekčních srážek a bouřek tedy roste s rostoucí hodnotou indexu.

Jako prahovou hodnotu určil George $K = 20$, hodnoty $15 < K < 20$ znamenají pouze 20% pravděpodobnost výskytu bouřek. A hodnoty $K > 40$ indikují téměř 100% pravděpodobnost výskytu bouřek (George, 1960 in Peppler, 1988). Strachota (1966) a Táborský (1966) uvádějí zpřesnění hraničních hodnot K-indexu takto: při $K < 20$ se bouřky neočekávají, $K = 20$ až 25 indikuje ojedinělé bouřky, $K = 25$ až 30 znamená, že

mohou nastat místy bouřky a $K > 30$ předpovídá četné bouřky. Peppler (1988) označuje K-index jako nejlepší samostatný prediktor dešťových srážek.

4.2.4.1 *Modifikovaný K-index*

Modifikovaný K-index (KMOD) byl navržen jako vylepšení původního indexu díky zastoupení teplotních a vlhkostních charakteristik povrchu Země a nižších hladin troposféry (Charba, 1977 in Peppler, 1988). Vzorec pro výpočet je podobný původnímu, má tvar

$$KMOD = (T' - T_{500}) + T'_d - (T_{700} - T_{d700}), \quad (6)$$

v němž se oproti první verzi objevují nové proměnné T' a T'_d , což jsou průměrné hodnoty teploty, respektive teploty rosného bodu spočtené pro vrstvu od povrchu Země po hladinu 850 hPa. Prahové hodnoty by měly být vyšší než u původního K-indexu (Peppler a Lamb, 1989).

4.2.5 *Faustův index*

Faustův index (F) je tradičně používaným ukazatelem pro předpověď konvekčních jevů v České republice. Český hydrometeorologický ústav (ČHMÚ) na svém internetovém portálu uvádí hodnotu Faustova indexu u každého sondážního měření. Je také jedním z nejstarších indexů stability, vytvořil ho německý meteorolog Heinrich Faust v roce 1951.

Tento ukazatel počítá s neadiabatičností atmosférických procesů. Faust zavedl nové kritérium instability atmosféry, tzv. „instabilitu vypařování“. Toto kritérium uvažuje vypařování oblačných částecek do okolního prostředí (Strachota, 1966). Hodnota indexu se vypočte podle vztahu

$$F = T_{500} - T_v, \quad (11)$$

kde T_{500} je teplota prostředí v hladině 500 hPa a T_v značí teplotu nulového výparu, která reprezentuje teplotu nasycené vzduchové částice obsahující kondenzované produkty, které se vypařují do okolního nenasyceného prostředí (Zacharov a Řezáčová, 2005). Hodnoty teploty nulového výparu (T_v) jsou stanoveny tabelárně v závislosti na teplotě v hladině 850 hPa a průměrném deficitu rosného bodu ve vrstvě 850 až 500 hPa (Řezáčová et al., 2007). Tabulka s hodnotami teploty nulového výparu je uvedena

v původní práci (Faust, 1951). Podle originálního Faustova vzorce kladné hodnoty indexu indikují stabilitu ovzduší, nulové a záporné hodnoty poukazují na možné konvekční srážky a bouřky (Táborský, 1966).

V současnosti se používá takový tvar Faustova vzorce, v němž je zaměněno pořadí odčítaných členů, tedy odčítá se teplota nulového výparu od teploty v hladině 500 hPa ($F = T_v - T_{500}$). Analogicky jsou potom pozměněny i prahové hodnoty indexu. Podle Českého hydrometeorologického ústavu při záporných hodnotách nenastane žádná význačná konvekční aktivita, pokud je hodnota indexu v intervalu od 0 do 3, lze očekávat přeháňky, a při hodnotách vyšších než 3 lze očekávat bouřky (ČHMÚ, www.chmi.cz). Tento pozměněný tvar Faustova indexu bude uvažován také při srovnání indexů v kapitole 5.

4.3 Indexy stoupající vzduchové částice

Ke konvekci a vzniku konvekčních oblaků dochází prostřednictvím určité vzduchové částice, která má vůči svému okolí odlišné vlastnosti. Při konvekci vykonává tato částice výstupný vertikální pohyb. Někteří autoři zachytili tyto vertikální pohyby vzduchové částice také ve výpočtu svých indexů. Ve vzorci pro daný index uvažují teplotu vzduchové částice, která vystoupala z určité počáteční hladiny do hladiny vyšší. Jednotlivé indexy se většinou liší právě mezními hladinami, mezi kterými se částice vertikálně pohybovala. Jedná se tedy o určité teoretické zjednodušení skutečného pohybu vzduchové částice. Ve skutečnosti však má pohyb částice nejen složku vertikální, ale působením větru také horizontální.

4.3.1 Showalterův index

K nejstarším indexům hodnotícím stabilitu atmosféry patří Showalterův index (SHI). Byl vytvořen v roce 1953 a jeho autorem je A. K. Showalter (Peppler a Lamb, 1989). Index posuzuje potenciální instabilitu hypotetické oblačné vrstvy o tloušťce 850 hPa až 500 hPa (Peppler, 1988). Je daný vztahem

$$SHI = T_{500} - T_{p850 \rightarrow 500}, \quad (7)$$

v němž T_{500} značí teplotu prostředí v izobarické hladině 500 hPa a $T_{p850 \rightarrow 500}$ je teplota vzduchové částice v téže hladině, která nejprve vystoupala suchoadiabaticky z hladiny 850 hPa do hladiny kondenzace a odtud pak nasyceněadiabaticky do hladiny

500 hPa (Řezáčová et al., 2007). Bude-li teplota vzduchové částice vyšší než teplota okolního vzduchu (index nabývá záporných hodnot), pak to znamená, že je vzduch uvnitř částice lehčí a může pokračovat ve výstupu i nad hladinu 500 hPa. Mohou se tak vytvořit vertikálně mohutné konvekční oblaky (viz část 2.2).

Původně byl index navržen pro předpověď bouří na jihozápadě a v centrální části USA. Záporná hodnota indexu poukazuje na existenci pozitivní energie nad hladinou volné konvekce a možnost vzniku konvekčních jevů (Peppler, 1988). Hodnota SHI tedy roste s rostoucí stabilitou zvrstvení a teprve pro $SHI < 3$ lze očekávat vývoj přeháněk a ojedinělých bouřek. Pravděpodobnost výskytu bouřek roste v intervalu hodnot $SHI = (1; -2)$ a silné bouře lze očekávat pro $SHI < -3$ (Showalter, 1953 in Řezáčová et al., 2007).

4.3.1.1 *Modifikovaný Showalterův index podle Curtise a Panofskyho*

Showalterův index má dvě pozměněné podoby. První modifikace podle Curtise a Panofskyho (SHICP) má téměř stejný vzorec výpočtu jako původní varianta (viz vztah 7), a to

$$SHICP = T_{500} - T_{p500}, \quad (8)$$

v němž T_{500} je opět teplota v hladině 500 hPa, ale T_{p500} označuje teplotu částice, již byla, namísto vlhkosti v počáteční hladině 850 hPa, přiřazena průměrná vlhkost vrstvy 850 hPa až 500 hPa (Curtis and Panofsky, 1985 in Peppler, 1988). Autoři udělali tuto změnu jako vylepšení původního Showalterova indexu pro použití ve východních dvou třetinách USA. Prahová hodnota pro výskyt srážek nebo bouřek je $SICP \leq 11$ (Curtis and Panofsky, 1985 in Peppler, 1988).

4.3.1.2 *Modifikovaný Showalterův index podle Hovance a Horna*

Druhá modifikace Showalterova indexu podle Hovance a Horna (SHIHH) byla navržena tak, aby byla lépe použitelná na meteorologických stanicích ve vysokých nadmořských výškách. SHIHH je definován stejně jako původní index (viz vztah 7), avšak vzduchová částice je v tomto případě zvedána z hladiny 800 hPa do hladiny 300 hPa. Jeho vzorec má tedy tvar

$$SHIHH = T_{300} - T_{p800 \rightarrow 300}, \quad (9)$$

kde T_{300} je teplota vzduchové částice v hladině 300 hPa a T_{p300} uvádí teplotu vzduchové částice stoupající z 800 do 300 hPa (Hovanec a Horn, 1975).

Jeho práh byl měl být poněkud vyšší než u původního Showalterova indexu (Hovanec a Horn, 1975).

4.3.2 *Lifted index*

Lifted index (LIFT) byl vytvořen jako prediktor silných lokálních bouřek nad Spojenými státy. Podle Peplera (1988) je nejčastěji používaným ukazatelem pro analýzu a předpověď nepříznivého počasí. Jedná se v podstatě o další modifikaci Showalterova indexu (viz vztah 7), se kterým má také stejnou rovnici výpočtu, tedy

$$LIFT = T_{500} - T_{p500}, \quad (10)$$

kde T_{500} je teplota v hladině 500 hPa a T_{p500} značí teplotu částice v 500 hPa, která byla vyzvednuta z povrchu Země. Odlišnost od Showalterova ukazatele spočívá právě v tom, že vzduchová částice je u Lifted indexu zvedána z povrchu Země, a má tedy teplotní a vlhkostní charakteristiky vzduchu při zemi (Pepler a Lamb, 1989). Obecně lze říci, že jde o rozdíl mezi teplotou prostředí v hladině 500 hPa a předpokládanou teplotou v téže hladině uvnitř oblaku, který byl vytvořen díky výstupu vzduchu z přízemní vrstvy atmosféry (Pepler, 1988). Ovšem jednotliví autoři se liší v definici vzduchové částice, která má tuto přízemní vrstvu reprezentovat. Například, Galway (1956 in Pepler, 1988) přiřazuje částici průměrné vlastnosti vrstvy vzduchu od povrchu do výšky 3000 stop (914,4 m). Jiné studie berou pro určení vlastností přízemní vrstvy vzduchu nejnižších 100 hPa (Prosser a Foster, 1966) a další nejnižších 50 hPa (Sadowski a Rieck, 1977 in Pepler, 1988) a (Pepler a Lamb, 1989). Na internetovém portálu University of Wyoming, kde jsou k dispozici celosvětová data ze všech sondážních měření, je uvažována vzduchová částice, jejíž teplota a rosný bod odpovídají průměru vrstvy sahající od povrchu Země do výšky 500 m (www.weather.uwyo.edu). V práci Huntrieser (et al., 1996) je zmíněna pravděpodobně nejstarší podoba Lifted indexu pod názvem Surface lifted index z roku 1952, jejímž autorem je L. L. Means, zde má počáteční částice přímo teplotní a vlhkostní vlastnosti povrchu Země.

Ačkoliv nebyly stanoveny specifické prahové hodnoty Lifted indexu, nejčastěji se používá hodnota $LIFT \leq -2$ jako horní hranice pro formování silných bouřek (Miller,

1967 in Peppler a Lamb, 1989). Jiné prahové hodnoty navrhli jednotliví autoři pro různá území a konvekční jevy.

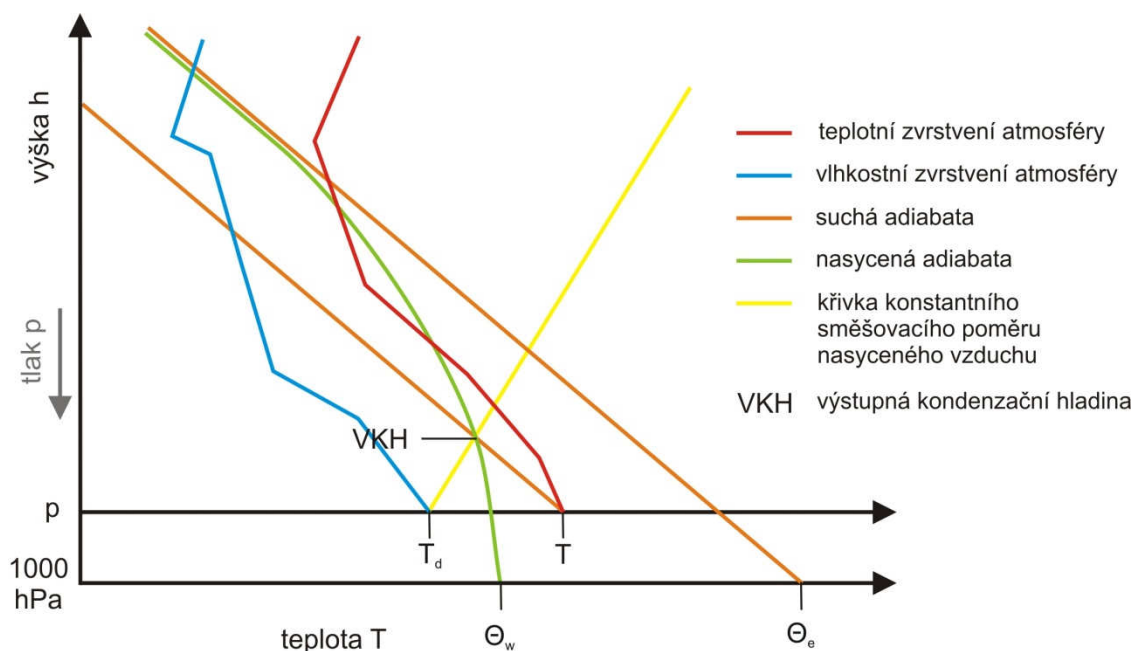
4.4 Indexy potenciálních teplot

Předchozí indexy instability uvedené v částech 4.2 a 4.3 využívají ke svému výpočtu teplotu vzduchu a teplotu rosného bodu v různých izobarických hladinách, případně teplotu stoupající vzduchové částice. Tyto „prosté“ teploty však ve svých hodnotách nezahrnují latentní teplo, které se uvolňuje při kondenzaci nebo spotřebovává při výparu. Latentní teplo, které se uvolňuje při kondenzaci vodní páry na kapičky vody za vzniku oblaku, přispívá k ohřívání nasycené vzduchové částice oproti jejímu okolí. Nasycená vzduchová částice se může stát teplejší a lehčí než okolní vzduch a může samovolně stoupat. Latentní teplo tak může být důležitým faktorem konvekce.

Aby bylo zahrnuto latentní teplo, použili někteří autoři k výpočtu svých indexů adiabatickou ekvivalentní potenciální teplotu nebo adiabatickou vlhkou potenciální teplotu, které jsou konzervativní při adiabatických procesech.

Adiabatická ekvivalentní potenciální teplota se získá vyzvednutím vzduchové částice z její iniciální hladiny do její výstupné kondenzační hladiny (viz část 4.7.3), dále vyzvednutím nasyceněadiabaticky až do úrovně, kde se nasycená adiabata asymptoticky blíží určité suché adiabatě (tj. až do úplného vysušení částice) a poté je částice stlačována suchoadiabaticky dolů na hladinu 1000 hPa (Pechala a Bednář, 1991) (obr. 2).

Adiabatická vlhká potenciální teplota se stanoví tak, že vzduchová částice nejprve suchoadiabaticky vystoupá ze své iniciální hladiny do své výstupné kondenzační hladiny (viz část 4.7.3) a poté nasyceněadiabaticky sestoupí do hladiny 1000 hPa (Pechala a Bednář, 1991) (obr. 2).



Obr. 2 Určení adiabatické ekvivalentní potenciální teploty (θ_e) a adiabatické vlhké potenciální teploty (θ_w) na aerologickém diagramu pro vzduch o teplotě T , teplotě rosného bodu T_d a tlaku p . Upraveno podle (Řezáčová et al., 2007).

4.4.1 Reapův convective instability index

Reapův index konvekční instability (CIIR) byl navržen pro území Spojených států. První podoba indexu byla uvedena v práci Reap a Alaka (1969 in Peppler, 1988) a později byla pozměněna na tvar

$$\text{CIIR} = \theta_{e700} - (\theta_{\text{esfc}} + \theta_{e850})/2, \quad (12)$$

ve kterém θ_{e700} , θ_{esfc} a θ_{e850} jsou adiabatické ekvivalentní potenciální teploty v hladině 700 hPa, při povrchu Země a v hladině 850 hPa (Bonner et al., 1971 in Peppler, 1988). Tento ukazatel posuzuje instabilitu vrstvy sahající od zemského povrchu do hladiny 700 hPa. Pokud se v hladině 700 hPa nachází sušší a chladnější vzduch nad vlhčím a teplejším vzduchem v nižších hladinách, je hodnota indexu $\text{CIIR} \leq 0$, protože ekvivalentní potenciální teplota klesá s výškou, a to svědčí o konvekční instabilitě a o potenciálním rozvoji bouřek (Peppler, 1988).

4.4.2 *Barberův convective instability index*

Index instability podle Barbera (1975 in Peppler, 1988) (CIIB) je podobný předchozímu indexu (viz vztah 12). Na rozdíl od něj ale posuzuje vrstvu atmosféry od povrchu do hladiny 500 hPa. Je definován vztahem

$$CIIB = \theta_{e(\text{nejnižších } 100 \text{ hPa})} - \theta_{e(600 - 500 \text{ hPa})}, \quad (13)$$

kde $\theta_{e(\text{nejnižších } 100 \text{ hPa})}$ je průměrná hodnota adiabatické ekvivalentní potenciální teploty v nejnižších 100 hPa nad zemským povrchem a $\theta_{e(600 - 500 \text{ hPa})}$ značí průměrnou adiabatickou ekvivalentní potenciální teplotu ve vrstvě 600 až 500 hPa. Ukazatel byl vytvořen pro použití ve statistické studii týkající se rozložení několika meteorologických parametrů při výskytu silných bouří v USA.

Hodnoty indexu $CIIB \geq 0$ (velikost θ_e klesá s výškou) poukazují na existenci konvekční instability a na možný rozvoj konvekčních jevů (Barber, 1975 in Peppler, 1988).

4.4.3 *Rackliffův index*

Rackliffův index (RACK) (Rackliff, 1962 in Peppler, 1988) kombinuje teplotní a vlhkostní podmínky v izobarické hladině 900 hPa s teplotou v hladině 500 hPa. Je definován vztahem

$$RACK = \theta_{w900} - T_{500}, \quad (14)$$

kde θ_{w900} označuje adiabatickou vlhkou potenciální teplotu v hladině 900 hPa a T_{500} teplotu v hladině 500 hPa. Hladina 900 hPa byla vybrána jako úroveň pro hodnocení adiabatické vlhké potenciální teploty, protože je pak reprezentován vzduch v nízkých hladinách troposféry, který není ovlivněn nočním vyzařováním Země. Zatímco teplota v hladině 500 hPa určuje teplotní strukturu střední troposféry (Rackliff, 1962 in Peppler, 1988).

Hodnota indexu roste se zvyšující se instabilitou ovzduší. Rackliff (1962 in Peppler, 1988) stanovil, že již pro hodnoty kolem 25 mohou nastat přehánky a při hodnotách $RACK \geq 30$ nastávají významné srážky spojené s bouřkami. Vzorec byl navržen pro aplikaci na britských ostrovech a v západní Evropě.

4.4.4 *Jeffersonův index*

Jeffersonův index (JEFF), jehož první verzi uvedl G. J. Jefferson v roce 1963, je empiricky pozměněná podoba Rackliffova indexu daného vztahem (14) (Peppler, 1988). Jeho hodnota se vypočítá ze vztahu

$$\text{JEFF} = 1,6 \cdot \theta_{w850} - T_{500} - 0,5 \cdot (T_{700} - T_{d700}) - 8, \quad (15)$$

ve kterém θ_{w850} je adiabatická vlhká potenciální teplota v 850 hPa, T_{500} teplota v 500 hPa a rozdíl teploty (T_{700}) a teploty rosného bodu (T_{d700}) v 700 hPa je deficit rosného bodu v této tlakové hladině. Tato změna vedla k získání hodnoty, která bude dávat stále stejnou prahovou hodnotu pro široký rozsah teplot. První dvě verze Jeffersonova indexu z roku 1963 byly počítány pro vrstvu atmosféry o tloušťce 900 až 500 hPa (Jefferson, 1963a, b in Peppler, 1988). V roce 1966 byly nahrazeny finální variantou, jejíž vzorec je uveden výše. Tento nejnovější tvar nahrazuje hladinu 900 hPa standardní tlakovou hladinou 850 hPa, která bývá rutinně uváděna u každého měření, aby bylo možné provést rychlejší operativní výpočet indexu (Jefferson, 1966 in Peppler, 1988). Tato varianta je velmi podobná K-indexu, který je daný vztahem (5), ale podle Pepplera (1988) je méně známá.

Hodnoty indexu $\text{JEFF} \geq 28$ byly u finální verze stanoveny jako práh pro identifikaci oblastí, ve kterých mohou nastat bouřky (Jefferson, 1966 in Peppler, 1988).

4.4.5 *Potential wet-bulb index*

Další charakteristikou konvekčních jevů v atmosféře je Potential wet-bulb index (PWBI), který hodnotí instabilitu oblačné vrstvy o rozsahu 850 až 500 hPa (Peppler a Lamb, 1989). Jeho rovnice má tvar

$$\text{PWBI} = \theta_{w500} - \theta_{w850}, \quad (16)$$

kde θ_{w500} a θ_{w850} je adiabatická vlhká potenciální teplota vzduchu v hladinách 500, respektive 850 hPa. Byl vyvinut pro použití v USA (David a Smith, 1971 in Peppler, 1988) a v Evropě (Bradbury, 1977, Pickup, 1982 in Peppler, 1988).

Výše uvedení autoři našli různé prahové hodnoty tohoto indexu, které se liší podle toho, zda byl index vypočítáván pro území Spojených států, britských ostrovů nebo Evropy. Se vzrůstající bouřkovou aktivitou hodnota indexu klesá a jako obecná hranice pro výskyt silných bouří byl stanoven $\text{PWBI} \leq 0$ (David a Smith, 1971 in

Peppler, 1988). I když Pickup (1982 in Peppler, 1988) dokázal, že ojedinělé bouřky se mohou formovat již při hodnotě 3.

4.4.6 Adedokunův index

Ve studii (Peppler, 1988) jsou uvedeny dvě podoby Adedokunova indexu. První tvar (ADED1) byl vytvořen pro indikaci instability v prostředí intertropické diskontinuity, jeho vzorec je vyjádřen vztahem

$$ADED1 = \theta_{w850} - \theta_{s500}, \quad (17)$$

kde θ_{w850} je adiabatická vlhká potenciální teplota v hladině 850 hPa a θ_{s500} značí teplotu, která se získá poklesem vzduchové částice nasyceněadiabaticky z hladiny 500 hPa do hladiny 1000 hPa (Adedokun, 1981 in Peppler 1988). Druhý Adedokunův vzorec (ADED2), který je určen pro předpovídání srážek nad západní Afrikou, má podobný tvar rovnice, a to

$$ADED2 = \theta_{wsfc} - \theta_{s500}. \quad (18)$$

Tato obměna na rozdíl od prvního tvaru započítává hodnotu adiabatické vlhké potenciální teploty při povrchu Země (θ_{wsfc}) namísto této teploty v hladině 850 hPa (Adedokun, 1982 in Peppler 1988). Adedokun (1982 in Peppler, 1988) uvádí, že druhá varianta indexu (ADED2) je lepším ukazatelem pro srážkové události, ale zároveň přiznává, že oba tyto indexy mají menší procento správných předpovědí než Showalterův index, který je daný vztahem (7).

Práh hodnot, při kterých se mohou vyskytnout konvekční srážky, je pro oba indexy stejný, a to $ADED1$ a $ADED2 \geq -1$. Při hodnotách menších než -1 tyto srážky nenastanou (Adedokun 1981, 1982 in Peppler, 1988).

4.5 Indexy energetického potenciálu konvekce

Předchozí indexy, zahrnující především teplotní a vlhkostní podmínky v různých izobarických hladinách, jsou vhodnými charakteristikami pro rozhodování o stabilitě nebo instabilitě atmosféry. Indexy zahrnující do svého výpočtu energetický potenciál atmosféry nicméně mohou lépe odhadnout sílu konvekce (Huntrieser et al., 1997). Jsou to především v současnosti velmi používané vertikálně integrované míry instability, které umožňují detailnější reprezentaci fyzikálního stavu atmosféry (Zacharov, 2004).

4.5.1 Total energy index

Total energy index (TEI), který vytvořil Darkow (1968), využívá statickou energii pro hodnocení potenciální instability vrstvy 850 až 500 hPa. Jeho hodnotu lze vypočíst ze vztahu

$$TEI = E_{T500} - E_{T850}, \quad (19)$$

kde E_{T500} a E_{T850} [$\text{cal}\cdot\text{g}^{-1}$ nebo $\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$] je statická energie v hladině 500 respektive 850 hPa, která je definována vztahem

$$E_T = C_p T^* + gz + Lq, \quad (20)$$

v němž C_p značí měrné teplo při konstantním tlaku, T^* je teplota v kelvinech, g označuje tíhové zrychlení, z je výška, L je latentní teplo vypařování a q značí měrnou vlhkost (Darkow, 1968). Na rozdíl od ukazatelů jako je například Showalterův index daný vztahem (7) nebo Lifted index definovaný vztahem (10), Total energy index k celkové uvolněné energii z bouře uvažuje nejen energii uvolněnou v souvislosti s výstupem relativně teplého vzduchu, ale také možný příspěvek nasyceného, sestupného, relativně studeného vzduchu střední troposféry (Darkow, 1968).

Index byl vytvořen pro předpověď silných bouří a tornád v USA. Indikuje instabilitu, pokud energie klesá s výškou, tedy pokud jsou jeho hodnoty záporné nebo rovny nule. Podrobnější vymezení prahových hodnot stanovil Darkow (1968) takto: v rozmezí hodnot $0 \text{ cal}\cdot\text{g}^{-1} \leq TEI < -1 \text{ cal}\cdot\text{g}^{-1}$ se mohou bouřky vyskytnout, ale nejsou silné, při hodnotách $-1 \text{ cal}\cdot\text{g}^{-1} \leq TEI \leq -2 \text{ cal}\cdot\text{g}^{-1}$ je pravděpodobný výskyt silných izolovaných bouří a hodnoty menší než $-2 \text{ cal}\cdot\text{g}^{-1}$ odpovídají vysoké pravděpodobnosti výskytu silných bouřek a tornád.

4.5.2 Konvekční dostupná potenciální energie

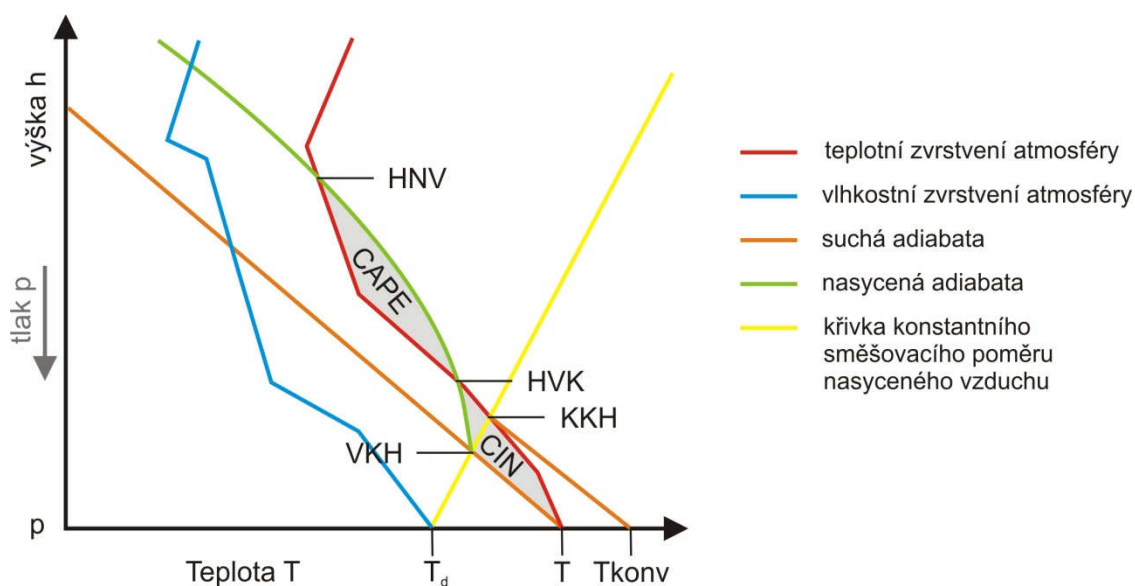
Konvekční dostupná potenciální energie (CAPE z anglického Convective Available Potential Energy) je v současnosti nejznámější a nejpoužívanější metodou posuzující konvekční prostředí pomocí vertikálně integrovaných veličin (Zacharov a Řezáčová, 2005). Hodnota tohoto indexu představuje práci vykonanou vztlakovou silou okolní atmosféry na adiabaticky izolovanou vzduchovou částici vystupující z hladiny volné konvekce do hladiny nulového vztlaku (viz část 4.7.4) (Sulan, Pešice, Staša, 2004). Index CAPE je definován vztahem

$$CAPE = \int_{HVK}^{HNV} B dz = \int_{HVK}^{HNV} g \frac{T' - T}{T} dz, \quad (21)$$

kde B je vztlak, g značí tíhové zrychlení, T' označuje teplotu adiabaticky vystupující nasycené částice a T teplotu okolí (Řezáčová et al., 2007). Je to tedy integrální míra instability vrstvy ohraničené hladinami HVK a HNV (viz část 4.7.4). Na termodynamickém diagramu je CAPE nad HVK reprezentována plochou mezi křivkou zvrstvení a nasycenou adiabatou pro tuto vrstvu (Sulan et al., 2004) (obr. 3). Různí autoři používali pro tuto plochu na aerologickém diagramu různé názvy. Termín convective available potential energy použili jako první Moncrieff a Miller (1976 in Blanchard, 1988).

Vysoké hodnoty CAPE mohou indikovat vhodné podmínky pro vývoj konvekce (Řezáčová et al., 2007). Ovšem v případě existence stabilní vrstvy vzduchu mezi povrchem a HVK ke konvekčním pohybům nedojde ani při vysokých hodnotách toho indexu (Williams a Renno, 1993). Při mírné až silné konvekci je velikost indexu $1000 - 3000 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$, maximální pozorované hodnoty byly zjištěny v USA v rozmezí $5000 - 7000 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ (Bluestein, 1993 in Sulan et al., 2004). V evropském prostředí při dnech s kroupami je průměrná hodnota CAPE $660 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ (Huntrieser et al., 1997).

V práci Huntrieser et al. (1997) jsou uvedeny tři modifikace indexu CAPE, které byly navrženy tak, aby vylepšily výsledky pro noční aerologické výstupy. Hodnoty původní podoby indexu jsou totiž z důvodu výskytu radiačních inverzí v nočních hodinách nízké nebo nulové a nevypovídají o reálném energetickém potenciálu atmosféry (Sulan, Pešice, Staša, 2004). Tyto modifikace namísto prosté teploty používají ke svému výpočtu potenciální teplotu vzduchu a vzduchové částice. Rozdíl mezi jednotlivými modifikacemi pak spočívá v různých počátečních vlastnostech vzduchové částice (Huntrieser, 1997).



Obr. 3 Znázornění výstupné kondenzační hladiny (VKH), konvekční kondenzační hladiny (KKH), hladiny volné konvekce (HVK) a hladiny nulového vztlaku (HNV) na aerologickém diagramu pro vzduch o teplotě T , teplotě rosného bodu T_d a tlaku p . Dále je vyznačeno určení teploty konvekce (T_{konv}) a význam veličin CIN a $CAPE$. Upraveno podle (Řezáčová et al., 2007).

4.5.3 Index CIN

Index CIN (z anglického Convective INhibition) je také často užívanou charakteristikou, která doplňuje předchozí index daný vztahem (21). Jak již bylo řečeno, vysoké hodnoty $CAPE$ nemusí nutně znamenat vývoj silné konvekce v případech, kdy existuje stabilní vrstva vzduchu mezi zemským povrchem a HVK (viz část 4.7.4) (Williams a Renno, 1993). Pro překonání této bariéry je nutné vykonat práci, která vyzvedne chladnější částici vzduchu nad HVK v prostředí okolního teplejšího vzduchu (Blanchard, 1998). Tato práce je definována velikostí indexu CIN , tedy vztahem

$$CIN = - \int_{z_0}^{HNV} B dz = - \int_{z_0}^{HNV} g \frac{T' - T}{T} dz, \quad (22)$$

kde B značí vztlak, g tíhové zryhlení, T' je teplota částice, která stoupá z povrchu Země suchoadiabaticky do výstupné kondenzační hladiny (viz část 4.7.3) a dále nasyceněadiabaticky do HVK , T značí teplotu prostředí. CIN tedy určuje velikost

energie, kterou je nutné vynaložit při výstupu vzduchové částice z přízemní hladiny do HVK. Čím více se budou hodnoty CIN blížit k nule, tím méně energie bude zapotřebí k iniciaci konvekčního výstupu (Řezáčová et al., 2007). Hodnotu indexu lze počítat také pomocí virtuální teploty. Na aerologickém diagramu je CIN pod HVK znázorněna plochou, kterou vymezuje křivka zvrstvení, suchá adiabata jdoucí do VKH a nasycená adiabata jdoucí z VKH (obr. 3). Manzato (2003) uvádí, že název convective inhibition byl pro tuto plochu poprvé použit v práci (Colby, 1984).

Hodnoty indexu CIN tedy klesají s rostoucí možností konvekce. V práci (Manzato, 2003) jsou uvedeny průměrné hodnoty indexu při slabých bouřkách $CIN = -106 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$.

4.6 Indexy započítávající stříh větru

Komplexnější indexy započítávají zjednodušeně i vertikální stříh větru, který má silný vliv na uspořádání konvekční bouře. Vertikální cirkulace v konvekčním oblaku, která se skládá z výstupných a sestupných proudů, se může vlivem stříhu větru organizovat různým způsobem a mohou tak vznikat různé typy konvekčních bouří (Řezáčová et al., 2007). Intenzita bouře není lineárně závislá na velikosti a směru stříhu větru. Zesílený vertikální stříh větru může potlačit vývoj slabých bouří, které ztrácejí svoji kompaktnost a rozpadají se (Řezáčová et al., 2007). Ale dostatečně silný stříh větru, působící na velké konvekční oblaky, může vyvolávat až supercelární formace, protože vytváří rotaci výstupných proudů. Na druhou stranu příliš velký stříh větru může bránit formování supercel a vede k vytvoření multicelelárních bouří (Manzato, 2003).

4.6.1 Severe weather threat index

Komplexním indexem, který do svého výpočtu zahrnuje jak termodynamické charakteristiky, tak informace o stříhu větru, je Severe weather threat index (SWEAT). Má celkem tři podoby, z nichž nejvíce používaná je varianta, která počítá s izobarickými hladinami 850 hPa a 500 hPa. Je dána vztahem

$$SWEAT = 12T_{d850} + 20(TT - 49) + 2f_{850} + f_{500} + 125(\sin(DIR_{500} - DIR_{850}) + 0,2), \quad (23)$$

kde T_{d850} označuje teplotu rosného bodu v hladině 850 hPa, TT je Total totals index popsaný vztahem (3), f_{850} a f_{500} jsou rychlosti větru v tlakových hladinách 850 hPa

a 500 hPa udávané v uzlech a proměnné DIR_{500} a DIR_{850} značí směr větru v týchž izobarických hladinách (Miller et al., 1972).

SWEAT index byl navržen pro aplikaci ve Spojených státech, pro toto území byly také stanoveny jeho prahové hodnoty. $SWEAT \geq 300$ je nejnižší hranice pro vznik silných bouřek a $SWEAT \geq 400$ je nejnižší práh pro rozvoj tornád (Miller et al., 1972).

Tvůrci indexu také uvedli, že SWEAT není příliš užitečný při předpovědi slabých bouřek, protože zahrnutí střihu a rychlosti větru a minimálních hodnot stability bylo určeno pro odlišení slabých a silných bouřek. Autoři dále poznamenávají, že index slouží pouze jako indikátor potenciálu pro rozvoj nepříznivého počasí, zatímco pro využití tohoto potenciálu je třeba mechanismu, který započne výstup vzduchu (Miller et al., 1972).

4.6.2 Bulk Richardsonovo číslo

Charakteristikou, která kombinuje vertikální střih větru a vztlak, je bulk Richardsonovo číslo (BRN). Jeho hodnotu lze vypočítat ze vzorce

$$BRN = \frac{CAPE}{\frac{1}{2} [\bar{u}^2 + \bar{v}^2]}, \quad (24)$$

ve kterém CAPE je konvekční dostupná potenciální energie a je popsána výše vztahem (21) a \bar{u} a \bar{v} označují rozdíl mezi průměrnou hodnotou rychlosti větru ve spodních 6 km a průměrnou hodnotou rychlosti větru při povrchu Země (spodních 500 m), přičemž obě průměrné hodnoty jsou váženy hustotou vzduchu (Weisman a Klemp, 1982). Jmenovatel tedy hodnotí střih větru v nízké až střední hladině troposféry, který má vliv na organizaci bouře, na její strukturu a vývoj. Podle Weismana a Klempa (1982) je bulk Richardsonovo číslo užitečným ukazatelem pro rozlišení typu bouře v konkrétním prostředí na supercely a multicely. Autoři uvádějí, že nejsilnější bouře nastávají při hodnotách kolem $BRN = 18$ a při hodnotách $BRN > 45$ vnikají multiceleární bouře. Ovšem Řezáčová (et al., 2007) konstatuje, že toto určení není v mnoha případech jednoznačné.

Manzato (2003) uvádí, že již při hodnotách $BRN > 10$ může nastat nepříznivé počasí, pokud je $20 < BRN < 40$, mohou se vyvinout supercelární bouře a při hodnotách $BRN > 40$ je nejpravděpodobnější formování multiceleárních bouří, protože velmi vysoký střih větru omezuje vývoj supercel.

Charakteristikou, která se používá k předpovědi rotačních charakteristik bouře, je tzv. helicity (SREH z angl. storm relative helicity). Vzorec pro výpočet SREH je uveden například v pracích (Droegmeier et al., 1993) nebo (Řezáčová et al., 2007). Droegmeier et al. (1993) také uvádí, že podle modelových simulací by měla být helicity účinnějším nástrojem pro předpověď rotace výstupného proudu než bulk Richardsonovo číslo. Proto bylo navrženo, že BRN by se mělo používat pro předpovídání typu bouře a SREH pro popis pravděpodobných rotačních vlastností bouře.

4.7 Další termodynamické charakteristiky

Někteří autoři (např. Peppler, 1988, Huntrieser, 1997) používají pro hodnocení konvekce a pro předpověď konvekčních jevů termodynamické charakteristiky. Pomocí těchto veličin, které bývají vyznačovány v aerologických diagramech, lze předpovídat, zda se budou tvořit kupovitá oblaka, a také odhadovat, do jakých vertikálních rozměrů se mohou tato oblaka vyvíjet. Termodynamické charakteristiky jsou tak základními nástroji pro předpověď konvekčních bouří, protože již při pohledu na aerologický výstup lze jednoduše usoudit, zda bude mít atmosféra bouřkový potenciál.

4.7.1 Konvekční kondenzační hladina

Konvekční kondenzační hladina (KKH) je úroveň, ve které dojde ke kondenzaci vodní páry a ke vzniku oblaku při existenci termické konvekce (viz část 2.1). Počátečním impulsem pro výstup přízemní vzduchové částice do KKH je tedy její ohřátí od relativně teplejšího místa na zemském povrchu. Částice ohřívající se od takového místa se stává teplejší, řidší, a tedy lehčí než okolní vzduch. Pokud se teplota částice dostatečně zvýší a dosáhne hodnoty tzv. teploty konvekce (viz dále část 4.7.2), bude částice suchoadiabaticky stoupat až do KKH, kde se nasytí vodní párou a dojde tak ke vzniku oblaku. Nasycený vzduch uvnitř oblaku se již bude při dalším výstupu ochlazovat podle nasyceněadiabatického gradientu (viz kapitolu 3), a tedy pomaleji než vzduch okolní. Při vhodných podmínkách tak opět může dojít k vývoji vertikálně mohutných oblaků (viz část 2.2).

KKH lze tedy interpretovat jako výšku základu konvekčních oblaků, které byly vytvořeny termickou konvekcí (viz část 2.1). Nízko položené základny oblaků indikují vysokou vlhkost v nízkých hladinách troposféry a při dostatečném ohřívání zemského povrchu se díky tomu mohou vyvinout konvekční oblaka s velkým vertikálním rozměrem (viz část 2.2) a může dojít ke tvorbě konvekčních přeháněk a bouřek

z tepla (Peppler, 1988). Na aerologickém diagramu se KKH nachází v průsečíku křivky teplotního zvrstvení a křivky konstantního směšovacího poměru nasyceného vzduchu jdoucí z přízemní teploty rosného bodu (obr. 3).

4.7.2 Teplota konvekce

Z KKH (viz výše část 4.7.1) se spouští suchá adiabata zpět k zemskému povrchu, na kterém je tak vyznačena teplota konvekce (obr. 3). Teplota konvekce (T_{konv}) je teplota, na kterou se musí ohřát určitý objem vzduchu při zemi, aby vystoupal až do KKH a vytvořil tak kupovitá oblaka. Rozdíl mezi teplotou konvekce a teplotou při povrchu je přímo úměrný množství tepla, které je potřebné k vyvolání oblačné konvekce (Peppler, 1988). Malý rozdíl mezi teplotou konvekce a teplotou vzduchu při zemském povrchu tedy povede ke vzniku oblaků v nízké hladině, a ty pak mohou při vhodných podmínkách nabývat velkých vertikálních rozměrů a přinášet dešťové přeháňky a bouřky.

Pokud se bude vzduch ohřívat vůči svému okolí, ale jeho teplota nedosáhne teploty konvekce, může ke konvekčním výstupům docházet také. V tomto případě se ale nevytváří kupovitá oblaka a výstupné pohyby budou v atmosféře existovat ve formě bezoblačné konvekce (viz část 2.2). Vzhledem k absenci oblaků se nevyskytnou žádné srážky ani nebezpečné jevy, které jsou spojené s bezprostředním výskytem oblaků. Ovšem i bezoblačná konvekce je tvořena výstupnými a sestupnými proudy. Sestupný proud dosahující zemského povrchu se může na Zemi projevit jako silný náraz větru. Zvláště v bezvětrném dni, kdy takovýto poryv větru neočekáváme, může náhlý silný vítr způsobit menší materiální škody.

4.7.3 Výstupná kondenzační hladina

Při existenci podmíněně instabilního teplotního zvrstvení (viz část 3.2.1) bude aktuální teplotní gradient atmosféry menší než je gradient suchoadiabatický. Teplota okolního vzduchu bude vždy vyšší než teplota nenasycené vzduchové částice, a ta bude tedy při výstupu chladnější, hustší a těžší než okolní vzduch a nikdy nezačne samovolně stoupat. Je-li však tato částice nucena k výstupu (např. hnána větrem přes horskou překážku) (viz část 2.1), pak se bude její teplota suchoadiabaticky snižovat až na teplotu, ve které se nenasycená vzduchová částice nasytí vodní párou. Následně dojde ke kondenzaci vodní páry a ke vzniku oblaku. Nasycený vzduch se již bude ochlazovat

podle nasyceněadiabatického teplotního gradientu, tedy pomaleji než okolní vzduch. Může tak dojít k tvorbě vertikálně mocných konvekčních oblaků (viz část 2.2).

Úroveň, ve které se vzduchová částice stane nasycenou po nuceném výstupu, se nazývá výstupná kondenzační hladina (VKH). Na aerologickém diagramu je VKH znázorněna průsečíkem křivky konstantního směšovacího poměru nasyceného vzduchu, odpovídající počáteční teplotě rosného bodu částice, se suchou adiabatou, která protíná křivku zvrstvení v počáteční hladině (obr. 3). VKH přibližně odpovídá výšce základny oblaků vzniklých nuceným výstupem vzduchu. Malá výška VKH, tedy nízko položené základny oblaků, svědčí o existenci vysoké vlhkosti ve spodní hladině troposféry. Pokud bude působit dostatečně silný zvedací mechanismus a nad VKH se nebude nacházet zádržná vrstva nebo zvedací mechanismus existující zádržnou vrstvu překoná, mohou se vyvinout vertikálně mocné oblaky, které budou mít velký srážkový, případně i bouřkový potenciál (Peppler, 1988).

Při určování KKH (viz výše část 4.7.1) i VKH je možné brát v úvahu různé počáteční vlastnosti vzduchové částice. Ta tedy může mít teplotní a vlhkostní charakteristiky vzduchu při zemském povrchu nebo průměrné hodnoty teploty a teploty rosného bodu v nejnižších 50 hPa, případně v nejnižších 100 hPa (Saucier, 1955, Huschke, 1959, Stackpole, 1967 in Peppler, 1988).

4.7.4 Hladina volné konvekce a hladina nulového vztlaku

V případě, kdy dochází k teplotně podmíněnému výzdvihu vzduchu, lze konvekční kondenzační hladinu (viz část 4.7.1) ztotožnit s hladinou volné konvekce (HVK) (obr. 3) (Peppler, 1988). HVK je úroveň, v níž se vyrovná teplota vystupující částice s okolní teplotou. Dojde tak k nasycení původně nenasycené vzduchové částice, následně ke kondenzaci vodních kapiček a ke vzniku oblaku. Nasycený vzduch uvnitř oblaku se bude od tohoto okamžiku ochlazovat podle nasycené adiabaty, jeho teplota bude tedy klesat pomaleji než teplota okolí. Nasycený objem vzduchu tak získá kladné zrychlení a jeho kinetická energie poroste. Při dalším výstupu se bude nasycený vzduch zbavovat své vlhkosti až do úplného vysušení. Hladina, ve které se opět vyrovná teplota částice s okolní teplotou, se označuje jako hladina nulového vztlaku (HNV) (obr. 3). Vlivem setrvačnosti se může vystupující vzduch dostat až nad HNV, zde však bude mít záporné zrychlení a postupně se úplně zastaví (Řezáčová et al., 2007).

Z výšek HVK a HNV lze odhadnout, jak velké budou vertikální rozměry konvekčních oblaků. Obě tyto hladiny jsou také důležitými veličinami pro výpočet hodnoty indexu CAPE, která je dána vztahem (21).

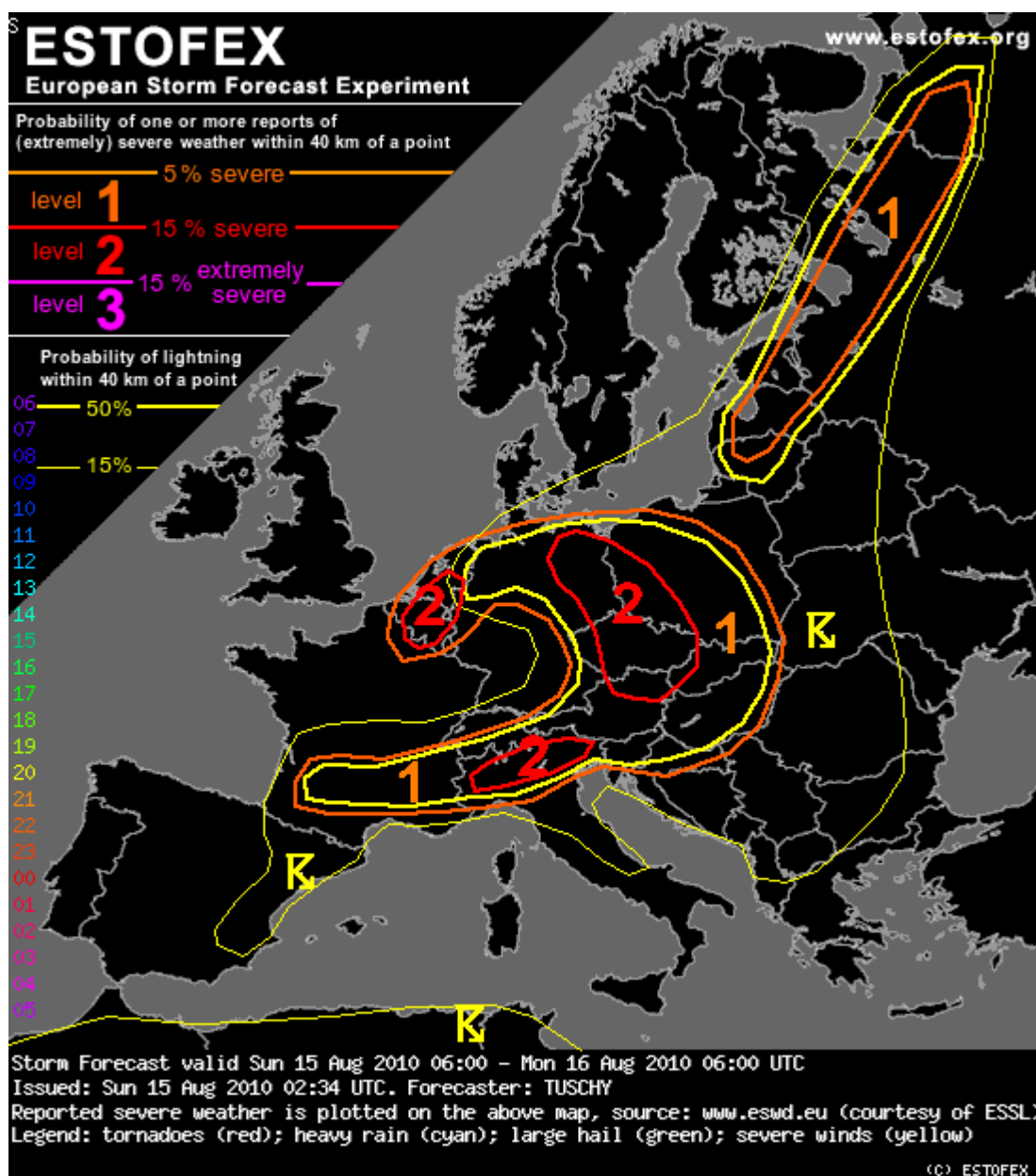
5 POROVNÁNÍ CHARAKTERISTIK KONVEKČNÍHO PROSTŘEDÍ

Pro porovnání indexů mezi sebou byl vybrán jeden bouřkový den v Praze, konkrétně 15. srpen 2010. Pro tento den byly z databáze University of Wyoming použity data a hodnoty indexů ze sondážního měření ve 12:00 hodin UTC (14:00 SELČ). Ze stejné databáze byla použita také data pro následující dostupný termín měření, tedy 16. srpen 2010 v čase 00:00 hodin UTC (02:00 SELČ). Použitím prvního termínu měření (12:00 UTC) bylo možné porovnání indexů z hlediska jejich přesnosti předpovědi této bouře. Hodnoty indexů pro noční sondáž (00:00 UTC) pak ukazují, jak jednotlivé indexy hodnotily instabilitu atmosféry po přechodu této silné bouře. Je důležité zmínit, že vzorce indexů byly použity v jejich původních podobách. Stejně tak i vypočtené hodnoty pro tuto bouřkovou událost byly porovnávány vzhledem k původně navrženým prahovým hodnotám indexů.

5.1 Bouře v Praze dne 15. srpna 2010

Neděle 15. srpna 2010 byla bouřkovým dnem pro velkou část Evropy. Příčinou byla vlnící se studená fronta přecházející přes střední Evropu od jihu. Agentura ESTOFEX (z anglického European STOrms ForEcast eXperiment) vydala na tento den výstrahu, podle níž měla být bouřkami zasažena celá střední Evropa, alpská oblast Itálie, jižní Francie, země Beneluxu, Pobaltí a východ Ruska. Jedno z ohnisek nejsilnějších bouří se podle této předpovědi vyskytovalo nad většinou území České republiky (obr. 4). Bouřková konvekce se podle serveru Amateur Stormchasing Society (www.bourky.cz) během dne vyskytla na mnoha místech v Česku. Velmi silná supercelární bouře² zasáhla ve večerních hodinách také Prahu a přinesla s sebou ničivé krupobití.

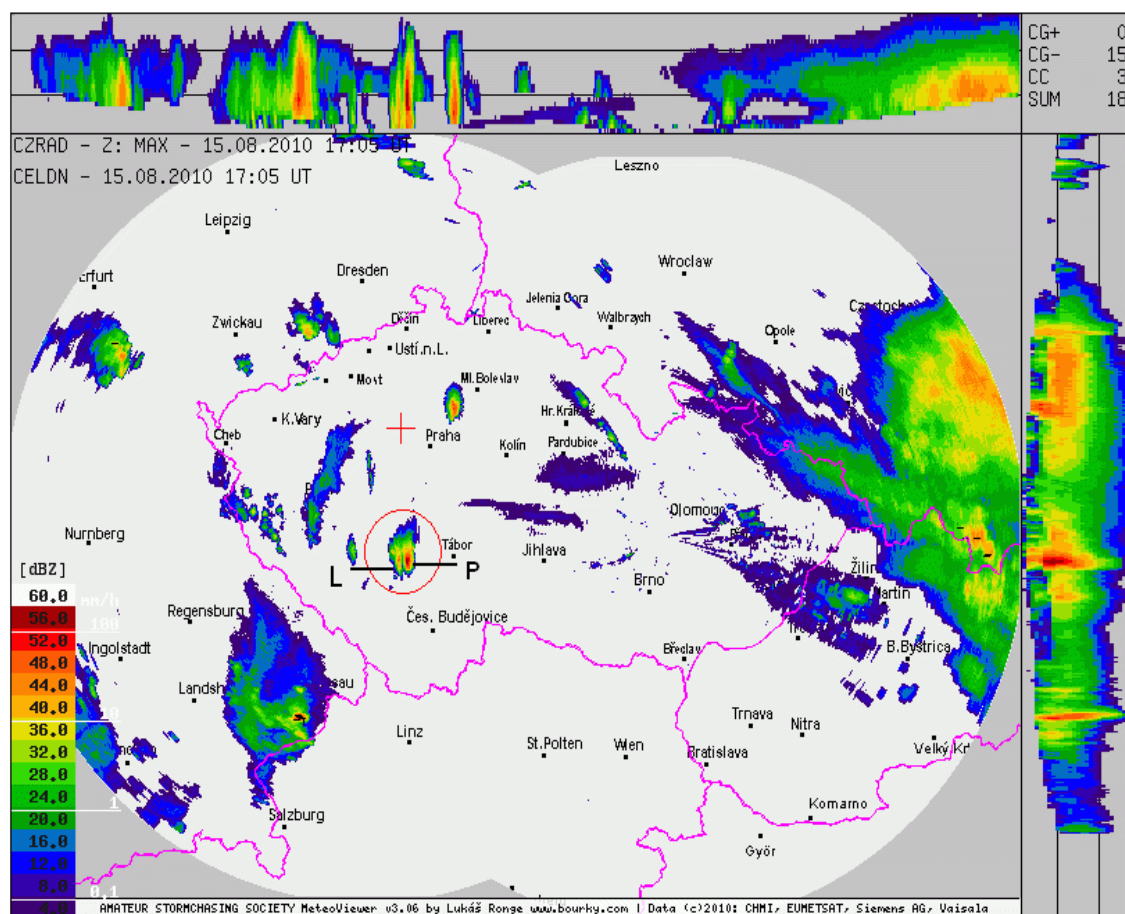
² Jako supercelární bouře se označují bouře s dlouhou životností a silným výstupným rotujícím proudem, který je po relativně dlouhou dobu během existence bouře stacionární. Pro supercely je typická jejich dlouhá doba životnosti. Bouře tak může existovat řadu hodin. Druhým typickým rysem supercel je jejich pohyb, jehož směr se výrazně odchyluje od středního směru větru v oblačné vrstvě a který nevykazuje nespojitě rysy šíření multicelelárních systémů. Supercely se většinou při pohybu stáčí doprava od směru středního větru, tedy po směru hodinových ručiček při pohledu shora. Vyskytují se však i supercely stáčející se doleva. Zajímavou vlastností supercel je možnost štěpení jedné supercelární cirkulace na dvě sekundární supercely, které se při pohybu od sebe vzdalují a mají opačný směr rotace výstupného proudu. V průběhu dalšího vývoje zpravidla jedna ze sekundárních supercel zaniká (Řezáčová et al., 2007).



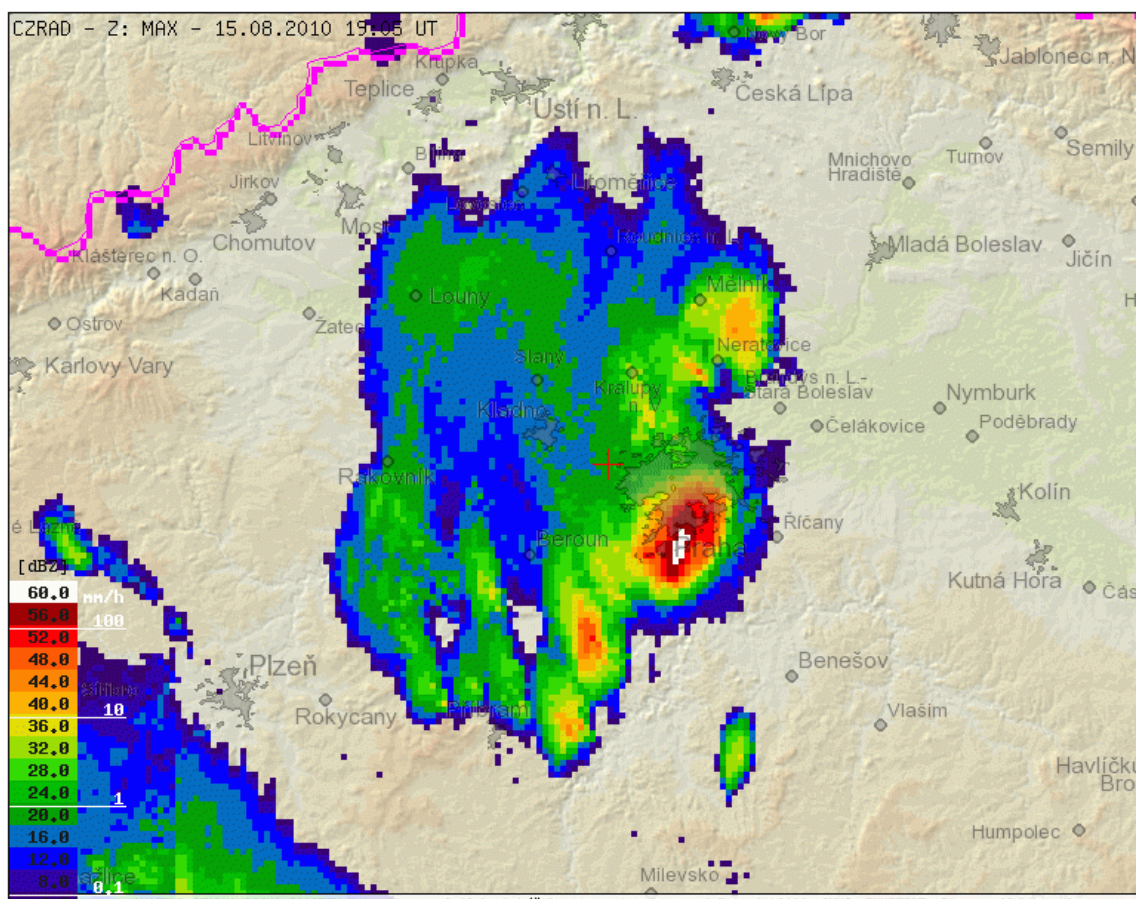
Obr. 4 Předpověď bouří pro Evropu na období 15. srpna 2010 06:00 UTC až 16. srpna 2010 06:00 UTC vydaná dne 15. srpna 2010 02:34 UTC agenturou ESTOFEX. Zdroj: European Storm Forecast Experiment (estofex.org).

15. srpna 2010 se supercelární formace vyskytla jižně od Prahy v čase 16:30 UTC. Během jedné hodiny došlo k rozdělení na dvě sekundární supercely (obr. 5) a k následnému zániku levé sekundární supercely (při pohledu ve směru postupu bouře). Pravá sekundární supercela, podle radarových snímků, zesílila svoji intenzitu a stočila se mírně vpravo, tedy k severoseverovýchodu. Za další jednu hodinu se bouře posunula

na okraj Prahy. Jádru supercely přešlo přes Prahu v čase 18:30 až 20:00 UTC (20:30 až 22:00 SELČ) (obr. 6) (www.bourky.cz).



Obr. 5 Radarový snímek České republiky 15. srpna 2010 17:05 UTC. V červeném kruhu je označeno rozdělení supercely na levou (L) a pravou (P) sekundární supercelu jižně od Prahy. Zdroj: Český hydrometeorologický ústav, převzato z Amateur Stormchasing Society (www.bourky.cz).



Obr. 6 Radarový snímek přechodu supercelární bouře přes Prahu dne 15. srpna 2010 v čase 19:05 UTC. Zdroj: Český hydrometeorologický ústav, převzato z Amateur Stormchasing Society (www.bourky.cz).

Bouře s sebou přinesla velmi nebezpečný jev v podobě silného krupobití. Podle svědectví uvedených na internetových stránkách Amateur Stormchasing Society (www.bourky.cz) dosahovaly největší kroupy průměru až 7 cm a na zem dopadaly po dobu deseti minut. Server European Severe Weather Database (www.essl.org/ESWD) uvádí maximální průměr největších krup o 2 cm menší, tedy 5 cm, a dále uvádí, že průměrná velikost krup byla 3 cm. Takto velké kroupy, které navíc dopadaly na zem relativně dlouhou dobu, napáchaly v některých částech Prahy velké materiální škody. Poničeny byly střechy domů, okna, automobily na parkovištích i veřejná zeleň. O velkém rozsahu škod, které byly způsobeny silným krupobitím, vypovídá i statistika České asociace pojišťoven (www.cap.cz), jejímž členským pojišťovnám bylo k datu 6. září 2010 nahlášeno celkem 29 763 pojistných událostí v celkové hodnotě 1 687 621 000 Kč (viz tabulku 1).

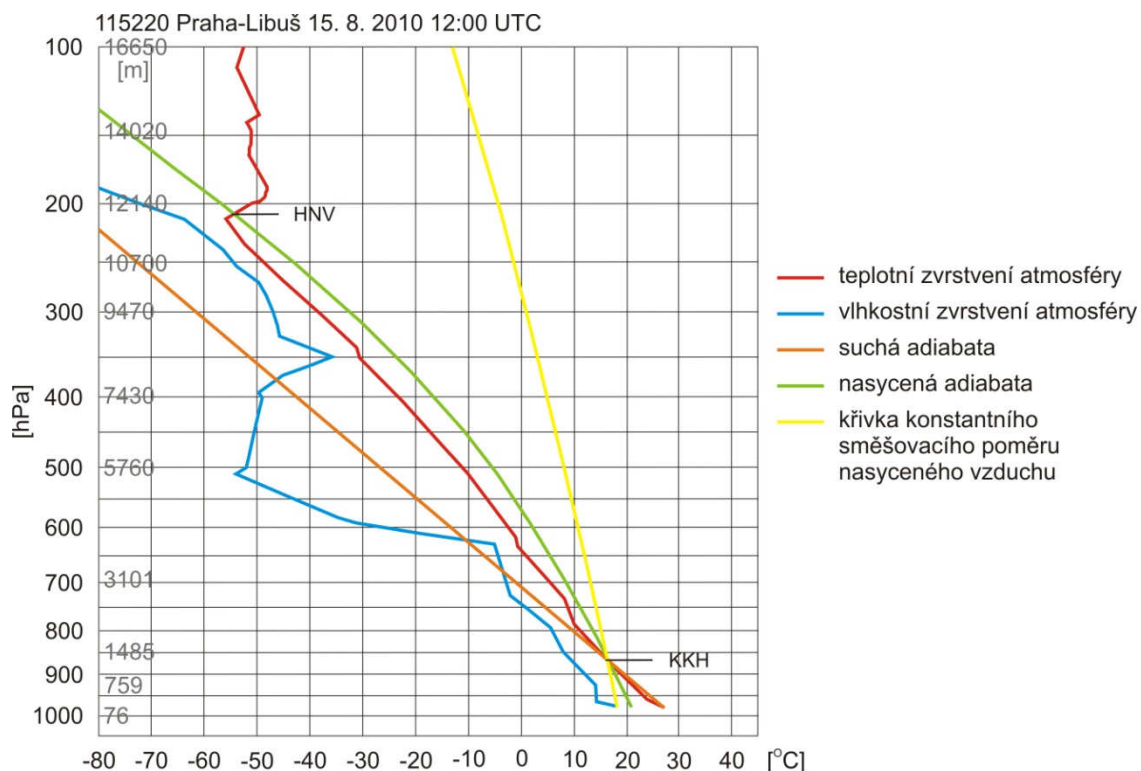
Tabulka 1 Nahlášené pojistné události a nahlášené škody způsobené krupobitím při bouři 15. srpna 2010. Stav k 6. září 2010 – aktualizované údaje členských pojišťoven České asociace pojišťoven. Zdroj: Česká asociace pojišťoven.

	Nahlášené poj. události (ks)	Nahlášené škody (Kč)
Pojištění obyvatel (celkem)	22 244	1 003 020 000
- pojištění domácnosti	2 240	66 161 000
- pojištění budov	4 860	195 484 000
- pojištění motorových vozidel	13 841	659 621 000
-pojištění ostatní	1 303	81 754 000
Pojištění podnikatelská (celkem)	7 423	651 724 000
- pojištění majetku	1 572	357 550 000
- pojištění motorových vozidel	5 785	272 058 000
-pojištění ostatní	66	22 115 000
Pojištění plodin a zvířat	96	32 877 000
Česká asociace pojišťoven (celkem)	29 763	1 687 621 000

5.2 Charakteristiky konvekčního prostředí a bouře v Praze

Již z aerologického diagramu ze stanice Praha – Libuš pro den 15. srpna 2010 a čas 12:00 UTC (14:00 SELČ) je vidět velká instabilita atmosféry (obr. 7). Od zemského povrchu klesá teplota s výškou velmi rychle, existuje absolutně instabilní teplotní zvrstvení (viz část 3.2.2). Teplota vzduchu při zemi je totožná s teplotou konvekce, budou tedy vznikat konvekční oblaky (viz část 2.2). Konvekční kondenzační hladina (viz část 4.7.1), a tedy i základny oblaků, se nachází nízko nad Zemí, zatímco jejich vrcholy mohou přesahovat HNV (viz část 4.7.4). Oblaky tak budou nabývat obrovských vertikálních rozměrů, jejichž hodnota může přesáhnout i 10 km.

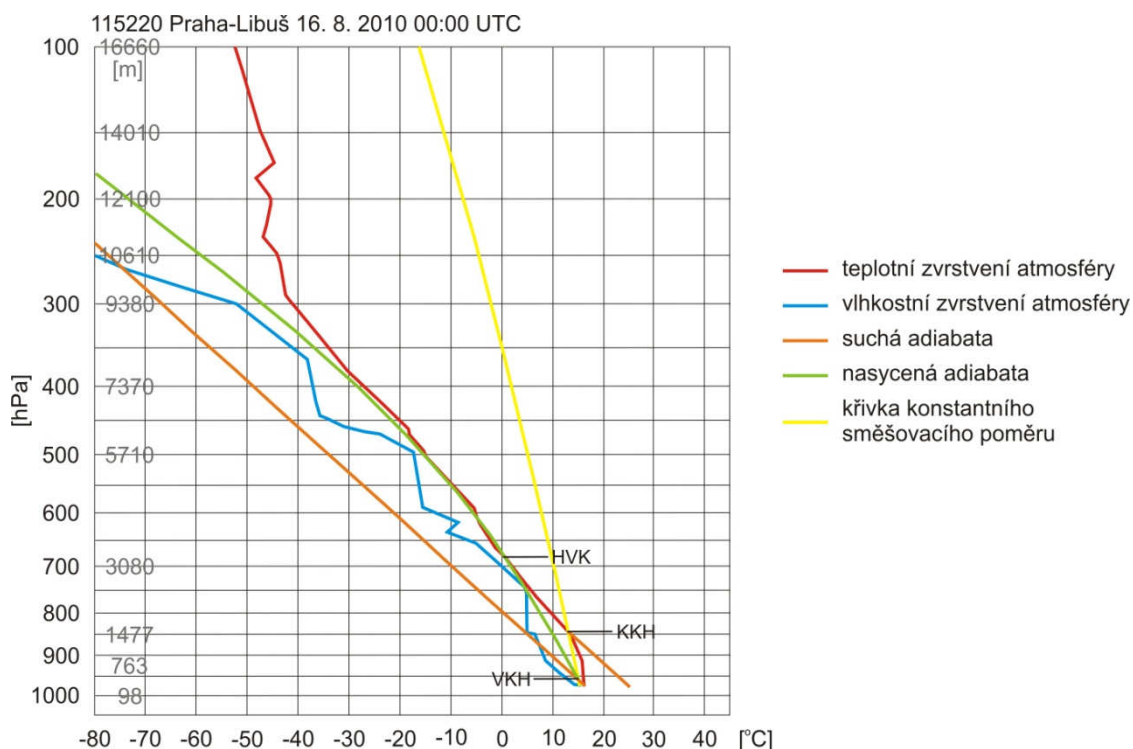
Aerologický diagram z termínu 12:00 UTC jasně určuje vysokou míru instability atmosféry a lze z něj usuzovat na výskyt konvekčních srážek a bouřek. Indexy instability by měly potvrdit tento bouřkový potenciál atmosféry a svými hodnotami určenými pro tento den a termín by měly spadat do „bouřkového“ rozmezí hodnot, které určil jejich autor.



Obr. 7 Aerologický diagram ze stanice Praha – Libuš naměřený dne 15. srpna 2010 v čase 12:00 UTC. Vytvořeno na základě dat University of Wyoming (www.weather.uwyo.edu).

Aerologický diagram naměřený 16. srpna 2010 v čase 00:00 UTC ukazuje stále vysokou instabilitu atmosféry i po přechodu bouře (obr. 8). Ovšem výrazněji klesá teplota s výškou až od KKH, která se nachází přibližně v hladině 950 hPa, ve výšce 1477 m. Od zemského povrchu do hladiny přibližně 900 hPa klesá teplota s výškou jen nepatrně, dokonce se tento stav téměř blíží izotermii, což znamená, že se teplota s výškou nemění. Velmi malý pokles teploty vzduchu s výškou je způsobený podmínkami, které se vyskytovaly ve spodní vrstvě troposféry po přechodu bouře.

I při existenci stabilní přízemní vrstvy měla atmosféra ve vyšších hladinách vysokou míru instability také v nočních hodinách po přechodu bouře. Hodnoty indexů instability pro noční termín měření by měly opět potvrdit výskyt této instability v atmosféře. Záleží však na tom, s jakými výškovými či izobarickými hladinami index počítá. Hodnoty některých indexů by tak mohly být ovlivněny stabilní vrstvou vzduchu při povrchu Země.



Obr. 8 Aerologický diagram ze stanice Praha – Libuš naměřený dne 16. srpna 2010 v čase 00:00 UTC. Vytvořeno na základě dat University of Wyoming (www.weather.uwyo.edu).

Pro názorné zobrazení hodnot, kterých indexy instability dosahovaly při určité bouřkové události, jsem vytvořil graf, v němž jsou vymezeny prahové hodnoty, jichž mohou indexy dosahovat pro různé konvekční události. Na těchto ukazatelích mezních hodnot lze vyznačit hodnotu každého indexu a je tak názorně vidět, do jakého intervalu tato hodnota spadá a jakou konvekční aktivitu indikuje. Pro popisovaný případ pražské bouře jsem do grafů vyznačil hodnoty indexů ze sondážních měření v termínech 15. srpna 2010, 12:00 UTC a 16. srpna 2010, 00:00 UTC (viz obrázky 9 až 12).

5.2.1 Indexy rozdílů izobarických hladin

Hodnoty indexů rozdílů izobarických hladin pro oba termíny jsou znázorněny na obr. 9. Je zřejmé, že všechny hodnoty spadají do bouřkových intervalů jednotlivých indexů. Dále je jasné vidět, že hodnota měření z poledne světového času je u všech indexů, s výjimkou Faustova indexu, nižší než hodnota naměřená o půlnoci světového času. Instabilita se tedy v atmosféře vyskytovala jak před bouří, tak po ní. Vyšší hodnoty indexů po přechodu bouře jsou způsobeny tím, že časový odstup mezi

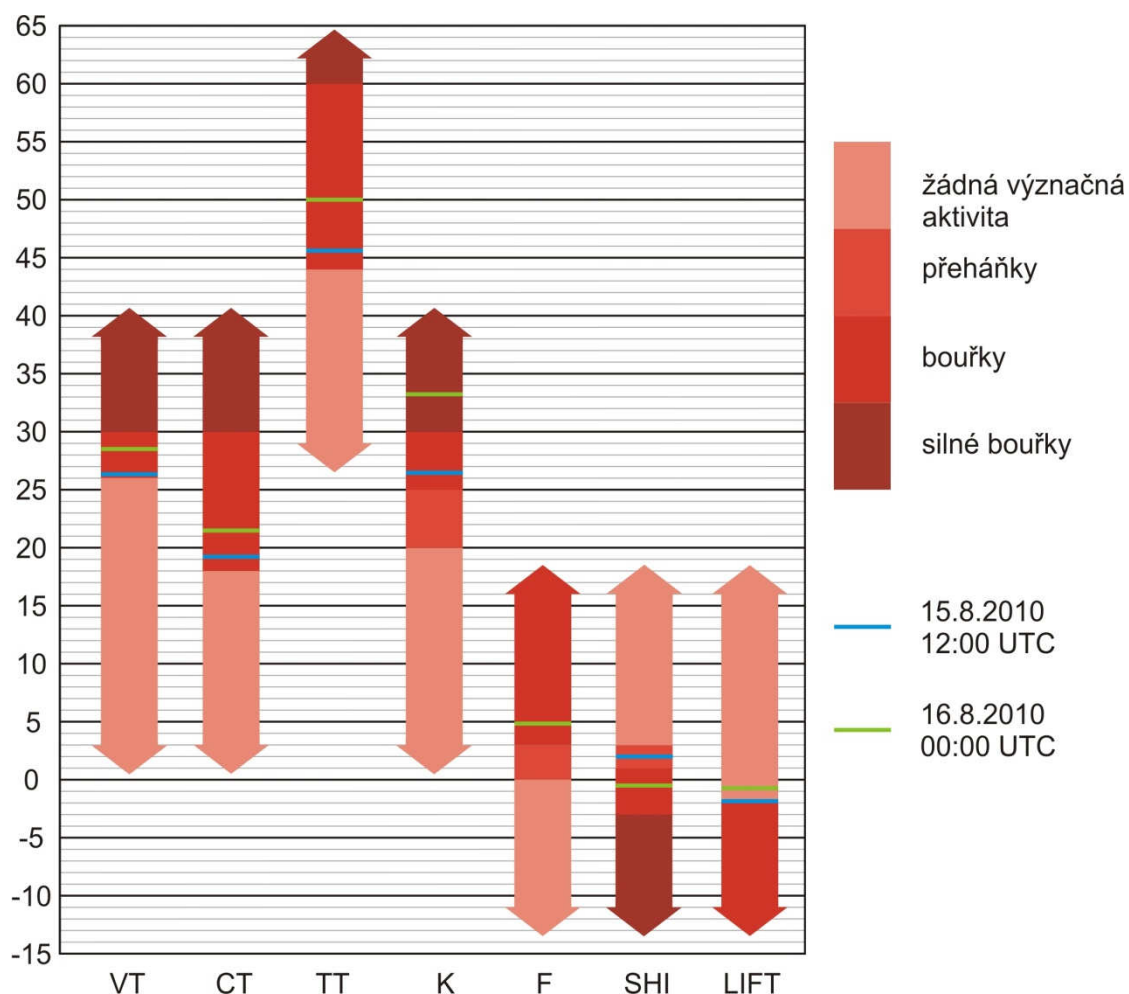
přechodem bouře a půlnočním aerologickým měřením je menší než časový interval mezi měřením v čase 12:00 UTC a příchodem bouře. V noci po přechodu bouře se tedy v atmosféře vyskytovala větší míra instability než v odpoledních hodinách (14:00 SELČ) před bouří.

Vertical totals index (viz část 4.2.1) stanovuje teplotní rozdíl mezi hladinami 850 a 500 hPa. Na obou aerologických diagramech (obr. 7 a 8) je vidět, že teplota mezi těmito hladinami rychle klesá s výškou. Hodnoty indexu tedy logicky indikují výskyt bouřek, i když příliš neodpovídají intenzitě popisované bouře. Podobně se chovají hodnoty Cross totals indexu (viz část 4.2.2), který počítá rozdíl mezi teplotou rosného bodu v hladině 850 hPa a teplotou v hladině 500 hPa, a Total totals indexu (viz část 4.2.3), jež kombinuje předchozí indexy VT a CT. Jak je uvedeno v části 4.2.3, tato trojice indexů byla navržena pro území Spojených států amerických. V USA jsou instabilní podmínky mnohem silnější než v Česku. Pravděpodobně proto indexy odhadují bouřkový potenciál atmosféry, ale intenzita popisované bouře se do jejich hodnot příliš nepromítá. Pro použití indexů v našich klimatických podmínkách by tak bylo zapotřebí upravit jejich prahové hodnoty, aby lépe odhadovaly také intenzitu bouře.

K-index (viz část 4.2.4) kombinuje teplotu vzduchu a teplotu rosného bodu ve více izobarických hladinách. I když jeho hodnota z poledního termínu světového času indikuje výskyt slabých bouřek, hodnota z nočního měření již odhaduje možný výskyt silných bouří. K výrazně vyšší noční hodnotě přispívá velmi malý deficit rosného bodu v hladině 700 hPa i vyšší teplotní rozdíl mezi hladinami 850 a 500 hPa. Také tento ukazatel byl původně určen pro území USA. Pro naše území je tedy zapotřebí určitá korekce prahových hodnot.

Faustův index (viz část 4.2.5) by měl nejlépe odhadovat instabilitu atmosféry i intenzitu bouře, protože byl navržen pro území sousedního Německa. Hodnota pro noční sondáž správně indikuje instabilitu atmosféry. Hodnota Faustova indexu pro termín 12:00 UTC není na obr. 9 znázorněna, protože z tabulky, která je uvedena v původní práci (Faust, 1951), nelze pro dané hodnoty odečíst teplotu nulového výparu. Teplota nulového výparu se ve zmíněné tabulce určuje na základě teploty v hladině 500 hPa a na základě průměrného deficitu rosného bodu mezi hladinami 850 hPa a 500 hPa (viz část 4.2.5). Průměrný deficit rosného bodu mezi hladinami 850 a 500 hPa je pro termín 12:00 UTC tak velký, že ho tabulka nezachycuje.

Avšak tabulka ve Faustově práci (Faust, 1951) ukazuje, že s rostoucím průměrným deficitem rosného bodu mezi hladinami 850 a 500 hPa se při stejné teplotě v hladině 850 hPa snižuje teplota nulového výparu. V případě termínu 12:00 UTC, kdy byl velký průměrný deficit rosného bodu mezi hladinami 850 a 500 hPa, nabývala teplota nulového výparu záporné hodnoty, která však byla v absolutní hodnotě velkým číslem. Teplota v hladině 500 hPa byla v popisovaném termínu také záporná, ale zřejmě vyšší než teplota nulového výparu. Rozdíl teploty nulového výparu a teploty v hladině 500 hPa pak vyjde záporný, a tedy hodnota Faustova indexu byla také záporná, a podle ČHMÚ index předpovídal, že nenastane žádná význačná konvekční aktivita. Na aerologickém digramu lze vidět velký deficit rosného bodu přibližně mezi hladinami 600 až 500 hPa, což znamená, že se zde nacházel velmi suchý vzduch. Faustův index tak zřejmě nedokáže určit velkou instabilitu atmosféry, pokud je vzduch ve vyšších hladinách troposféry velmi suchý.



Obr. 9 Indexy rozdílů izobarických hladin a indexy stoupající vzduchové částice. Znázorněny jsou původní prahové hodnoty indexů, na nichž jsou vyznačeny hodnoty indexů pro bouřkový den v Praze, které byly naměřeny v termínech 15. srpna 2010 ve 12:00 UTC a 16. srpna 2010 v 00:00 UTC. Vytvořeno na základě literatury uvedené u jednotlivých indexů v částech 4.2 a 4.3 a na základě dat University of Wyoming (www.weather.uwyo.edu).

5.2.2 Indexy stoupající vzduchové částice

Indexy, které k výpočtu používají teplotu stoupající vzduchové částice, svými hodnotami pro popisovanou bouřkovou událost příliš nesvědčí o vysoké instabilitě atmosféry (obr. 9). Showalterův index (viz část 4.3.1) přisuzuje hodnotě naměřené v termínu 12:00 UTC pouze pravděpodobnost výskytu konvekčních dešťových přeháněk. Hodnota z půlnočního měření sice spadá do intervalu bouřek, ale k hodnotám pro silné bouře se příliš nepřibližuje.

Obě hodnoty Lifted indexu (viz část 4.3.2) instabilitu atmosféry v případě pražské bouře téměř nezaznamenávají. Hodnota naměřená v poledne světového času se nachází na rozmezí intervalů bouřek a žádné význačné aktivity. Hodnota indexu z nočního měření již zcela odpovídá nevýznačné konvekční aktivitě. Zde se projevuje rozdíl Lifted indexu proti Showalterovu indexu. LIFT uvažuje vzduchovou částici, která stoupá od povrchu Země do hladiny 500 hPa. Přízemní stabilní vrstva vzduchu, která je vidět také na aerologickém diagramu (obr. 8), tak způsobuje, že je Lifted index jediným ukazatelem zobrazeným na obrázku 9, který přisuzuje atmosféře vyšší míru instability v termínu 12:00 UTC než v termínu 00:00 UTC.

Podobně jako většina předchozích indexů, také SHI a LIFT byly navrženy pro území USA. Proto budou jejich prahové hodnoty spíše podceňovat konvekční bouře v našich klimatických podmínkách.

5.2.3 *Indexy potenciálních teplot*

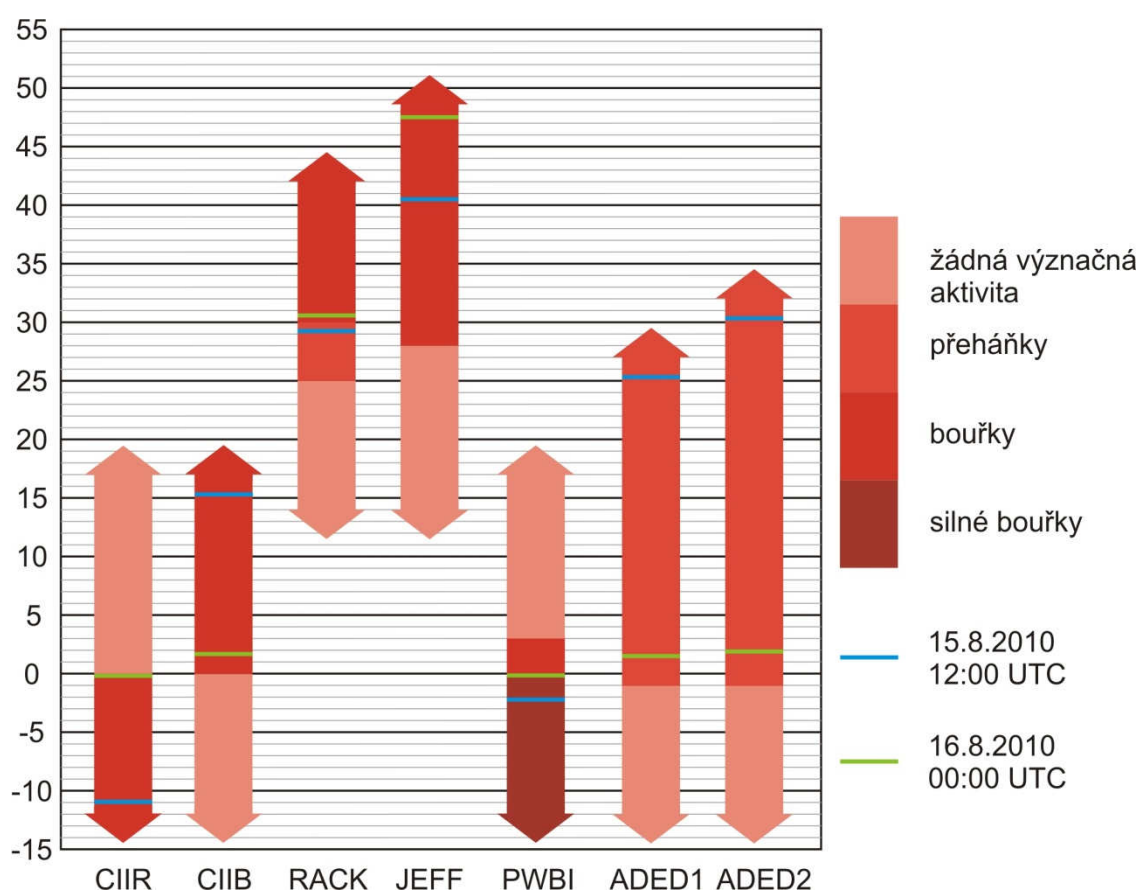
Indexy potenciálních teplot vesměs poukazují na instabilitu atmosféry ve studovaných termínech aerologického měření (obr. 10). Reapův a Barberův index (viz části 4.4.1 a 4.4.2) jsou si značně podobné, což se projevuje také v jejich hodnotách, avšak v opačném smyslu. V termínu 12:00 UTC oba indexy dobře poukazují na pravděpodobnost výskytu bouřek. Hodnoty naměřené v termínu 00:00 UTC také spadají do bouřkových intervalů hodnot, avšak velmi se blíží rozmezí mezi bouřkami a nevýznačnou konvekční aktivitou. Tyto hodnoty blíží se nule jsou způsobeny přízemní stabilní vrstvou vzduchu, která se v noci vyskytla. Oba indexy totiž započítávají, mimo jiné, také adiabatické ekvivalentní potenciální teploty při povrchu Země.

Rackliffův index (viz část 4.4.3) indikuje bouřkový potenciál atmosféry jen velmi nepatrně, a to hodnotou naměřenou v termínu 00:00 UTC. V termínu 12:00 UTC ukazují hodnoty pouze pravděpodobnost přeháněk. Jeffersonův index je empiricky pozměněná podoba Rackliffova indexu (viz část 4.4.4) a JEFF také mnohem lépe vystihuje instabilitu atmosféry v obou termínech měření. Oba indexy počítají s adiabatickou vlhkou potenciální teplotou ve spodní hladině troposféry. Jejich vyšší hodnoty naměřené noční sondáží ukazují, že tato teplota není ovlivněna nočním vyzařováním Země.

Potential wet-bulb index (viz část 4.4.5) dobře hodnotí instabilní potenciál atmosféry a hodnotou z poledního měření dobře předpovídá vysokou intenzitu bouře.

Stejně tak dobře hodnotí instabilitu atmosféry v termínu 12:00 UTC i oba Adedokunovy indexy (viz část 4.4.6). Nízké hodnoty indexů v termínu 00:00 UTC mohou být způsobeny druhým parametrem, se kterým ADED1 a ADED2 počítají. Je to teplota vzduchové částice, která nasyceněadiabaticky sestoupila z hladiny 500 hPa do hladiny 1000 hPa. Tento ukazatel může být ovlivněn stabilní přízemní vrstvou, která je vidět na nočním aerologickém diagramu (obr. 8).

Indexy potenciálních teplot, s výjimkou Rackliffova indexu, lépe předpovídaly intenzitu popisované bouře než indexy uvedené v částech 5.2.1. a 5.2.2, což je zřejmé při srovnání hodnot, kterých indexy nabývaly před bouří, tedy v termínu 12:00 UTC.



Obr. 10 Indexy potenciálních teplot. Znázorněny jsou původní prahové hodnoty indexů, na nichž jsou vyznačeny hodnoty indexů pro bouřkový den v Praze, které byly naměřeny v termínech 15. srpna 2010 ve 12:00 UTC a 16. srpna 2010 v 00:00 UTC. Vytvořeno na základě literatury uvedené u jednotlivých indexů v části 4.4 a na základě dat University of Wyoming (www.weather.uwyo.edu).

5.2.4 Indexy energetického potenciálu konvekce

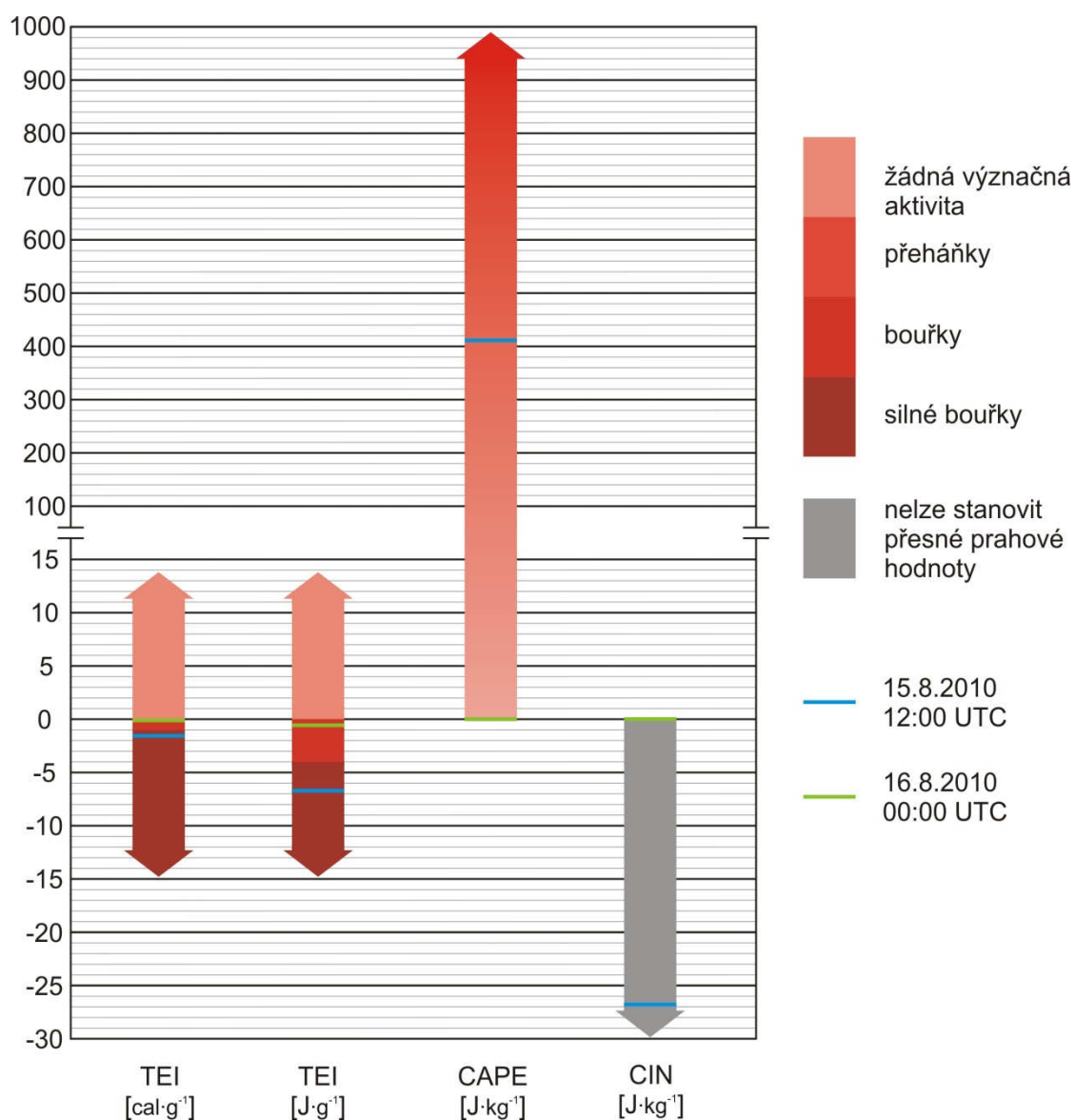
Indexy energetického potenciálu konvekce by měly lépe vystihnout intenzitu bouře než předchozí skupiny indexů.

Tento předpoklad dobře splňuje Total energy index (viz část 4.5.1), jehož hodnoty v termínu měření 12:00 UTC spadají do intervalu silných bouřek (obr. 11). I když hodnoty TEI z nočního měření stále spadají do bouřkového intervalu hodnot, značně se blíží hranici mezi bouřemi a nevýznačnou konvekční aktivitou, tedy hodnotě nula.

Indexy CAPE a CIN (viz části 4.5.2 a 4.5.3) svými hodnotami naměřenými před bouří poukazují na vysokou instabilitu atmosféry (obr. 11). Již z aerologického diagramu pro tento termín (obr. 7) je vidět, že CAPE bude nabývat vysokých hodnot. Ve srovnání s intenzitou popisované bouře bych však očekával hodnoty CAPE ještě vyšší. Hodnota indexu CAPE pro 15. srpen 2010, 12:00 UTC byla $448 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$. Huntrieser et al. (1977) pro evropské prostředí uvádí průměrnou hodnotu CAPE indexu při dnech s kroupami $660 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ (viz část 4.5.2). Z tohoto hlediska je tedy hodnota pražské bouře podprůměrná, ale je dostatečně velká natolik, že z ní lze odhadovat výskyt bouří.

Hodnota indexu CIN pro studovaný bouřkový den a čas 12:00 UTC je $-27 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$. Toto číslo je vysoké ve srovnání s hodnotou $-106 \text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$, kterou uvádí Manzato (2003) jako průměrnou hodnotu při slabých bouřkách. V případě popisované bouře tedy existovala pouze nízká energie, kterou bylo potřeba překonat ke spuštění konvekčních výstupů.

Hodnota CAPE je pro noční měření nulová. Plocha vymezující CAPE se na aerologickém diagramu (obr. 8) vůbec nevyskytuje. V případě indexu CIN je na diagramu malá plocha vidět, avšak hodnota indexu je také nulová. Hodnota CIN, která je znázorněna na obrázku 11, byla použita z databáze aerologických sondáží University of Wyoming (www.weather.uwyo.edu), kde byla zřejmě vypočtena pomocí vyšších vrstev troposféry. Hodnota CIN tedy neodpovídá ploše na aerologickém diagramu (obr. 8).



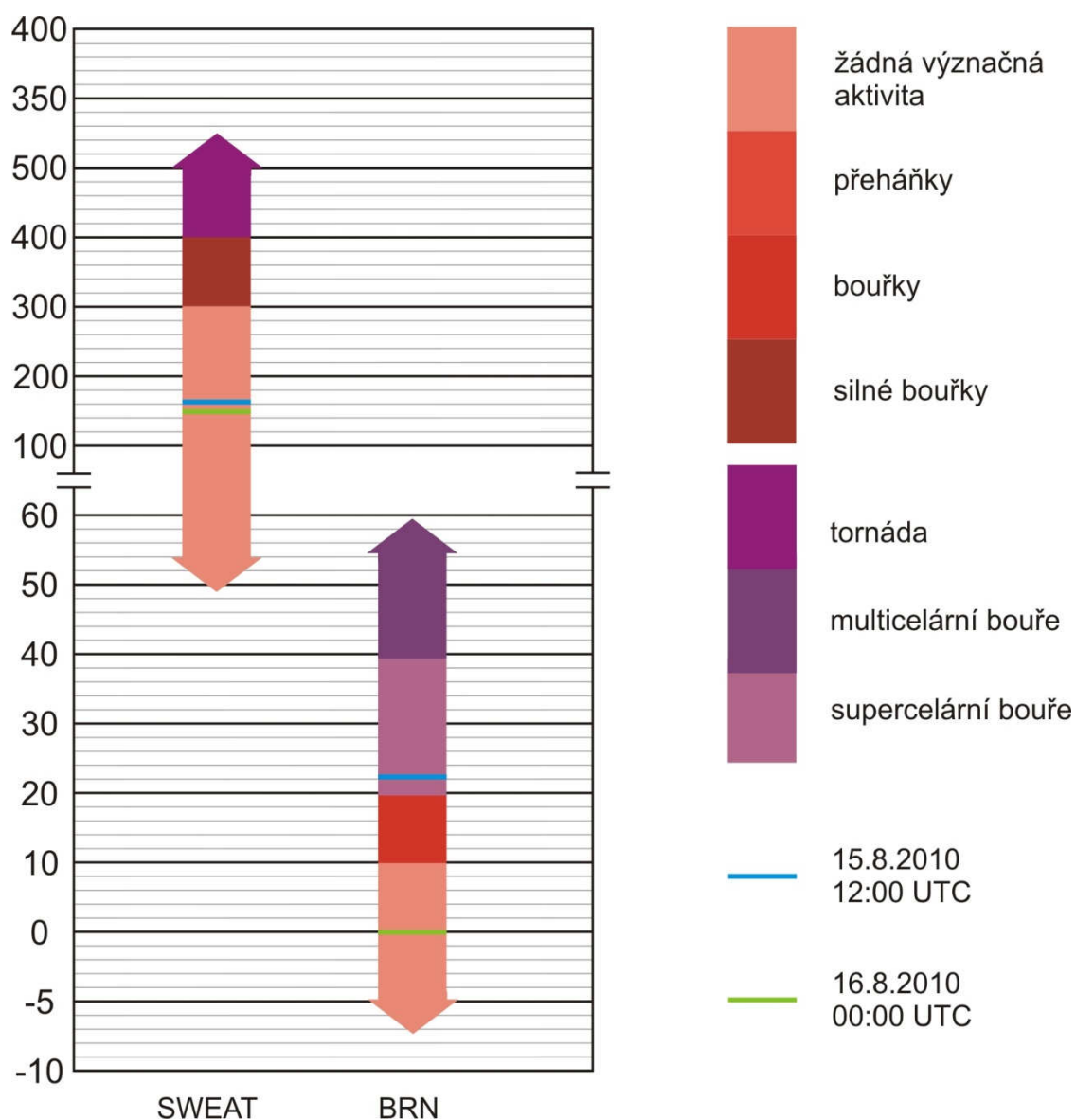
Obr. 11 Indexy energetického potenciálu konvekce. Znázorněny jsou původní prahové hodnoty indexu TEI. Indexy CAPE a CIN nemají přesně vymezené hraniční hodnoty pro různou intenzitu konvekce. V případě CAPE je přechodnou výplní znázorněno, že s rostoucími hodnotami indexu se zvyšuje vhodnost podmínek pro rozvoj konvekce. Stanovení prahových hodnot pro CIN je velmi obtížné a nejednoznačné. I při záporných v absolutní hodnotě velkých hodnotách může nastat silná bouře. Proto je šedou výplní znázorněna tato neurčitost. Vyznačeny jsou také hodnoty indexů pro bouřkový den v Praze, které byla naměřeny v termínech 15. srpna 2010 ve 12:00 UTC a 16. srpna 2010 v 00:00 UTC. Vytvořeno na základě literatury uvedené u jednotlivých indexů v části 4.5 a na základě dat University of Wyoming (www.weather.uwyo.edu).

5.2.5 *Indexy započítávající stříh větru*

Indexy, které zohledňují stříh větru, by měly vypovídat nejen o intenzitě bouře, ale také o jejím typu.

Jak již bylo řečeno, bouře, která přešla 15. srpna 2010 přes Prahu, byla bouří supercelární (viz část 5.1). Typ supercelární bouře velmi dobře předpověděl index bulk Richardsonovo číslo (viz část 4.6.2). Jeho hodnota před bouří spadá právě do intervalu, který vymezuje supercelární bouře (obr. 12). Hodnota BRN pro noční měření je nulová, protože hodnota indexu CAPE, který se nachází v čitateli výpočtu BRN (viz vztah 24), je pro tento termín také nula.

Druhý ukazatel v této kategorii indexů, Severe weather threat index (viz část 4.6.1), vůbec neodhadnul ani míru instability ovzduší, ani intenzitu popisované bouře. Jeho hodnoty z obou termínů měření spadají do intervalu nevýznačné konvekční aktivity. Důvodem opět mohou být prahové hodnoty, které byly stanoveny pro určení výskytu silných bouří na území USA.



Obr. 12 Indexy započítávající střih větru. Znáznorněny jsou původní prahové hodnoty indexů, na nichž jsou vyznačeny hodnoty indexů pro bouřkový den v Praze, které byly naměřeny v termínech 15. srpna 2010 ve 12:00 UTC a 16. srpna 2010 v 00:00 UTC. Vytvořeno na základě literatury uvedené u jednotlivých indexů v části 4.6 a na základě dat University of Wyoming (www.weather.uwyo.edu).

5.2.6 *Další termodynamické charakteristiky*

Na aerologických diagramech (obr. 7 a obr. 8) jsou vyznačeny některé termodynamické charakteristiky popisované v části 4.7.

Na diagramu naměřeném 15. srpna 2010 v čase 12:00 UTC (obr. 7) je vidět nízko položenou KKH, která je totožná s VKH a také s HVK. Základny kupovitých oblaků se tedy nacházely v relativně malé výšce, bezmála 1 485 m, zatímco jejich vrcholy mohly přesahovat HNV, jejíž výška je téměř 12 140 m. Vertikální rozměry bouřkových oblaků tak nabývaly obrovských rozměrů, které přesahovaly i 10 km. Teplota ovzduší tohoto dne dosáhla a jistě i překročila teplotu konvekce. Teplotní podmínky tedy podporovaly termickou konvekci se vznikem kupovitých oblaků.

Diagram naměřený ve druhém studovaném termínu, tedy 16. srpna 2010 v čase 00:00 UTC (obr. 8), zobrazuje stabilní vrstvu vzduchu sahající od zemského povrchu do výšky asi 1 477 m. Vzduchová částice, která by byla vnějším mechanismem přinucena stoupat z povrchu Země, by sice dospěla do své VKH již v několika stech metrech nad Zemí, ale její HVK se nachází až ve výšce kolem 3 000 m. Samovolné stoupání vzduchové částice pocházející ze zemského povrchu je tedy v tomto případě prakticky nemožné.

DISKUSE A SHRNUÍ VÝSLEDKŮ

V této bakalářské práci jsem vytvořil přehled charakteristik konvekčního prostředí, které se nejčastěji vyskytují v odborné literatuře. Na základě veličin, z nichž jsou tyto charakteristiky odvozovány, jsem vytvořil jejich klasifikaci. Vzniklo tak celkem pět kategorií indexů instability a jedna kategorie zahrnující další termodynamické charakteristiky, které se také užívají k popisu konvekčního prostředí.

Různé klasifikace indexů instability jsou uvedeny již v dřívějších studiích. Peppler (1988) klasifikoval indexy instability na základě detailnějšího zkoumání podle jejich schopností předpovídat určité konvekční jevy. Vytvořil tak čtyři kategorie. V první kategorii se nachází indexy pro předpověď slabých konvekčních přeháněk a bouřek. Druhá kategorie obsahuje indexy pro předpověď silných bouří a tornád. Indexy třetí kategorie slouží pro parametrizaci statické stability v numerických modelech a diagnostických studiích. Poslední kategorie zahrnuje termodynamické charakteristiky VKH, KKH a Tkonv, které jsou určeny pro odhad výšky základen konvekčních oblaků. Toto rozdělení si jistě vyžádalo hlubší výzkum, aby bylo možné rozdělit indexy na ty, které předpovídají slabé a silné bouřky.

Klasifikace, z níž jsem čerpal při vytváření kategorií, je uvedena v práci (Manzato, 2003). Autor rozděluje jednotlivé indexy právě na základě veličin, z nichž jsou odvozovány. Tři kategorie nesou tyto názvy: indexy teplotních rozdílů (v angl. temperature difference indices), integrované indexy (v angl. Integrated indices) a větrné indexy (v angl. wind indices).

Při vytváření kategorií indexů instability ve své práci jsem vycházel z těchto tří skupin. Po shromáždění indexů byla však první kategorie, kterou Manzato (2003) nazval indexy teplotních rozdílů, příliš obsáhlá. Proto jsem se zaměřil na detailnější prvky, se kterými indexy počítají a tuto jednu velkou skupinu jsem rozdělil na tři menší kategorie. Je zřejmé, že indexy počítající s teplotou vzduchu a teplotou rosného bodu v určitých izobarických hladinách hodnotí instabilitu atmosféry jiným způsobem než indexy stoupající vzduchové částice nebo indexy potenciálních teplot. Podrobnější dělení na tři menší kategorie tedy zároveň umožnilo lépe vystihnout podstatu dané kategorie indexů.

Stanovení posledních dvou kategorií také vychází z Manzatovy klasifikace (Manzato, 2003). V případě integrovaných indexů se jedná především o charakteristiky CAPE a CIN, ke kterým jsem ve své klasifikaci přiřadil Total energy index. Tyto

charakteristiky počítají s energií, a proto jsem použil pro tuto skupinu název indexy energetického potenciálu konvekce. Kategorie indexů započítávajících stříh větru je obdobou Manzatovy kategorie větrných indexů.

Snahou bylo, aby názvy kategorií indexů instability co nejlépe vystihovaly podstatu dané skupiny indexů.

Přehled charakteristik konvekčního prostředí uvedený v této práci jistě nepopisuje všechny indexy instability, které existují. Snažil jsem se popsat především ty indexy, které jsou známé a které se vyskytují v literatuře. Je ale zřejmé, že jistě existují další méně či více známé indexy instability a charakteristiky konvekčního prostředí, příp. další modifikace indexů uvedených v této práci.

Indexy instability vznikaly především v druhé polovině 20. století, kdy se jednotliví autoři snažili vymyslet „svůj“ index co nejlépe tak, aby byl univerzálním nástrojem pro předpověď konvekčních srážek a bouří. Jak se ale ukázalo, vznik a vývoj konvekce je složitý děj, na který působí mnoho faktorů a který nelze vždy správně odhadnout pouze jednou charakteristikou. Indexy instability se tak v současnosti používají při předpovědi konvekce spíše jako vedlejší doplňkové nástroje k modernějším metodám.

V kapitole 5 byly indexy porovnány mezi sebou na základě jednoho bouřkového dne. Toto porovnání mělo ověřit, jakých hodnot indexy instability nabývaly pro tuto silnou bouřku. Většina indexů, kromě několika výjimek, svými hodnotami pro oba studované termíny aerologického měření správně poukázala na existenci instabilního teplotního zvrstvení v atmosféře. Indexy, které nejlépe předpověděly danou bouři i její intenzitu v termínu 15. srpna 2010 v čase 12:00 UTC, jsou indexy potenciálních teplot, s výjimkou Rackliffova indexu. Úspěšným ukazatelem v předpovědi intenzity bouře byl index bulk Richardsonovo číslo, který správně odhadnul, že se bude jednat o bouři supercelární. V předpovědi bouře byl neúspěšný, v Česku tradičně používaný, Faustův index. Lze odhadnout, že Faustův index nabýval před bouří záporných hodnot, a tedy vůbec neindikoval vysokou instabilitu ovzduší. Faustův index tak zřejmě nedokáže zachytit skutečné teplotní zvrstvení atmosféry, je-li vzduch ve vyšších vrstvách troposféry velmi suchý.

Prahové hodnoty indexů, porovnávaných v kapitole 5, byly použity v jejich původní podobě tak, jak byly navrženy svým autorem pro dané území. Pro přesnější porovnání indexů by bylo zapotřebí sjednotit tyto prahové hodnoty a stanovit je pro jednu konkrétní oblast. Většina uvedených indexů byla vytvořena pro různé regiony Spojených států amerických, kde se vyskytují silnější klimatické podmínky podporující

výskyt konvekce. Aby indexy lépe zachycovaly konvekční události také v Česku, bylo by nutné upravit jejich prahové hodnoty vzhledem k našemu klimatu. Avšak i v případě, že bude index použit pro region, pro který byl původně vytvořen, vyvstává otázka, zda není potřeba upravit jeho prahové hodnoty v souvislosti se změnami klimatu, ke kterým stále dochází.

Jak uvádí práce (Zacharov a Řezáčová, 2005), každý z používaných indexů má své slabé i silné stránky a nemůže kompletně charakterizovat stav atmosféry.

Indexy instability tak mohou být užitečnými pomocnými nástroji při předpovědi konvekce, avšak nelze spoléhat pouze na tyto charakteristiky. Důležité je brát v úvahu celý vertikální teplotní profil troposféry, který je zobrazen na aerologickém diagramu, a také další termodynamické charakteristiky.

ZÁVĚR

Charakteristiky konvekčního prostředí, nebo-li indexy instability, jsou jednoduchými prostředky, které charakterizují stabilitu atmosféry. Přesto, že většina těchto indexů vznikla již v druhé polovině 20. století, mnoho z nich se také v současnosti používá jako pomocný nástroj při předpovědi konvekčních srážek a bouřek.

Protože existuje velké množství indexů instability, může být orientace v této problematice obtížná. Proto byl vytvořen přehled indexů instability a navržena jejich kategorizace. Názvy jednotlivých kategorií byly navrženy tak, aby co nejlépe vystihovaly podstatu indexů instability v dané kategorii. Přehled a kategorizace indexů instability byly vytvořeny za účelem usnadnění a zpřehlednění orientace v tomto v obsáhlém tématu.

Manzato (2003) uvádí, že je důležité znát klimatologii indexů. Tedy znát prahové hodnoty indexů pro jednotlivé geografické regiony. Pak lze pro tyto konkrétní oblasti účinně předpovídat konvekční činnost v daném prostředí.

Tato práce by mohla posloužit jako základ k vytvoření klimatologie stabilitních podmínek pro Českou republiku na základě několika vybraných indexů instability. Mohl by tak být stanoven roční i denní chod instability. Vytvoření této klimatologie by mohlo vést k vysvětlení klimatologie nebezpečných jevů spojených se silnou konvekcí.

SEZNAM LITERATURY A ZDROJŮ

BLANCHARD, O. D. (1998): *Assessing the Vertical Distribution of Convective Available Potential Energy*. Weather Forecasting, 13, s.870-877.

COLBY, F. P. (1984). *Convective inhibition as a predictor of convection during AVE-SESAME II*. Monthly Weather Revue, č. 112, s. 2239–2252.

DARKOW, G. L. (1968): *The Total Energy Environment of Severe Storms*. Journal of Applied Meteorology and Climatology, č. 7, s. 199-205.

DROEGEMEIER, K. K., LAZARUS, S. M., DAVIES-JONES, R. (1993): *The influence of helicity on numerically simulated convective storms*. Monthly Weather Revue, č. 121, s. 2005–2029.

DVOŘÁK, P. (2004): *Letecká meteorologie*. Svět křídel, Cheb, 221 s. ISBN 80-86808-09-2.

FAUST, H. (1951): *Eine einfache Methode zur Bestimmung der Verdunstungsstabilität*. Zeitschrift für Meteorologie, Bd. 5, Heft 3, s. 66-68.

HOVANEK, R. D., HORN, L. H. (1975): *Static stability and the 300 mb isotach field in the Colorado cyclogenesis area*. Monthly Weather Revue, č. 103, s. 628-638.

HUNTRIESER, H., SCHIESSER, H. H., SCHMID, W., WALDVOGEL, A. (1997): *Comparison of Traditional and Newly Developed Thunderstorm Indices for Switzerland*. Weather Forecasting, roč. 12, s. 108-124.

MANZATO, A. (2003): *A climatology of instability indices derived from Friuli Venezia Giulia soundings, using three different methods*. Atmospheric Research, č. 67-68, s. 417-454.

MILLER, R. C. (1972): *Notes on analysis and severe storm forecasting procedures of the Air Force Global Weather Central*. Technical Report 200, Air Weather Service, United States Air Force. 181 s.

PECHALA, F., BEDNÁŘ, J. (1991): *Příručka dynamické meteorologie*. Academia, Praha, 372 s. ISBN 80-200-0198-0.

PEPPLER, R. A. (1988): *A review of static stability indices and related thermodynamics parameters*. Illinois State Water Survey, č. 104, 87 s.

PEPPLER, R. A., LAMB, P. J. (1989): *Tropospheric static stability and central North America growing season rainfall*. Monthly Weather Revue, č. 117, s. 1156-1180.

PLOS, R. et al. (2010): *Paragliding, moderní učebnice létání s padákovými kluzáky*. Svět křídel, Cheb, 231 s. ISBN 978-80-86808-78-9.

PROSSER, N. E., FOSTER, D. S. (1966): *Upper air sounding analysis by use of an electronic computer*. Journal of Applied Meteorology, č. 5, s. 296-300.

ŘEZÁČOVÁ, D., NOVÁK, P., KAŠPAR, M., SETVÁK, M. (2007): *Fyzika oblaků a srážek*. Academia, Praha, 576 s. ISBN 978-80-200-1505-1

SOBÍŠEK, B. et al. (1993): *Meteorologický slovník výkladový a terminologický*. Ministerstvo životního prostředí, Praha, 594 s. ISBN 80-85368-45-5.

STENSRUD, D. J., CORTINAS, J. V., HAROLD, E., BROOKS, H. E. (1997): *Discriminating between Tornadic and Nontornadic Thunderstorms Using Mesoscale Model Output*. Weather Forecasting, 12, s. 613-632.

STRACHOTA, J. (1966): *Ověření několika metod pro předpověď bouřek v letním období 1965*. Meteorologické zprávy, č. 19, s. 105-111.

SULAN, J., PEŠICE, P., STAŠA, P. (2004): *Výpočet konvekční dostupné potenciální energie „CAPE“ a možnosti jeho využití v provozu ČHMÚ*. Meteorologické zprávy, 57, č. 3, s. 61-68.

SVĚTOVÁ METEOROLOGICKÁ ORGANIZACE (1965): *Mezinárodní atlas oblaků pro pozorovatele meteorologických stanic*. Přeložili Vesecký, A. a Dvorný Z., Hydrometeorologický ústav, Praha, 79 s.

TÁBORSKÝ, Z. (1966): *Srovnání několika metod předpovědi bouřek*. Meteorologické zprávy, č. 19, s. 164-172.

WEISMAN, M. L., KLEMP, J.B. (1982): *The dependence of numerically simulated convective storms on vertical wind shear and buoyancy*. Monthly Weather Review, č. 110, s. 504-520.

WILLIAMS, E., RENNO, N. (1993): *An analysis of the conditional instability of the tropical atmosphere*. Monthly Weather Review, č. 121, s. 21–36.

ZACHAROV, P. (2004): *Diagnostické a prognostické prekurzory konvekce*. [Diplomová práce.] Praha: Matematicko fyzikální fakulta UK, KMOP, 61 s.

ZACHAROV, P., ŘEZÁČOVÁ, D. (2005): *Srovnání účinnosti diagnostických a prognostických charakteristik konvekčního prostředí*. Meteorologické zprávy, 58, č. 3, s. 65-72.

Amateur Stormchasing Society, Meteorologické stránky skupiny pozorovatelů konvektivních bouří [online]. [cit. 2011-04-30].
URL: <<http://www.bourky.cz/pozorovani/silne-boure-a-supercely-15-srpna-2010/>>.

Česká asociace pojišťoven [online]. [cit. 2011-05-14].
URL: <<http://www.cap.cz/statistics.aspx?t=1>>.

Český hydrometeorologický ústav [online]. [cit. 2011-03-20].
URL: <<http://www.chmi.cz>>.

European Severe Weather Database [online]. [cit. 2011-05-02].
URL: <<http://www.essl.org/ESWD/>>.

European Storm Forecast Experiment [online]. [cit. 2011-04-30].
URL: <<http://estofex.org/>>.

University of Wyoming [online]. [cit. 2011-03-21].
URL: <<http://www.weather.uwyo.edu/>>.